

**Quartäre Sedimentationsprozesse in der
Tiefsee des Riiser-Larsenmeeres westlich des
Gunnerus-Rückens, Ost-Antarktis**

von
Gerhard Schmiedl

Diplom-Arbeit

Institut für Geologie der Universität Würzburg

113 S., 20 Abb., 3 Tab., 2 Taf.

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung Bremerhaven

1990

	Vorwort	5
	Kurzfassung	6
	Abstract.....	7
1	EINFÜHRUNG	8
1.1	GEOGRAPHISCHE LAGE DES ARBEITSGEBIETES UND GEOLOGISCHER ÜBERBLICK	8
1.2	HYDROGRAPHIE.....	13
2	ERGEBNISSE UND DISKUSSION	17
2.1	SEDIMENTPHYSIKALISCHE UND SEDIMENTOLOGISCHE PARAMETER	17
2.1.1	Magnetische Suszeptibilität.....	17
2.1.2	Schallgeschwindigkeit.....	18
2.1.3	Wassergehalt	18
2.1.4	Sedimentdichte	19
2.1.4.1	Korndichte	19
2.1.4.2	Feuchtraumdichte	19
2.1.5	Gehalte an organischem Kohlenstoff	19
2.1.6	Kalziumkarbonatgehalte	20
2.1.7	Eisverfrachteter Detritus	21
2.1.8	Korngrößenverteilung.....	21
2.2	ERGEBNISSE DER KOMPONENTENANALYSE DER GROBFRAKTION.....	23
2.2.1	Terrigene Komponenten.....	23
2.2.1.1	Gesteinsbruchstücke	23
2.2.1.2	Quarz und Feldspäte.....	23
2.2.1.3	Glimmer.....	24
2.2.1.4	Amphibole und Pyroxene	24
2.2.1.5	Erze.....	24
2.2.1.6	Vulkanische Gläser	25
2.2.2	Authigene Minerale	26
2.2.2.1	Mikromanganknollen	26
2.2.2.2	Glaukonit.....	29
2.2.3	Biogene Komponenten.....	31
2.2.3.1	Planktische Foraminiferen	31
2.2.3.2	Kalkige benthische Foraminiferen	32
2.2.3.3	Agglutinierende Foraminiferen	33
2.2.3.4	Radiolarien	34
2.2.3.5	Diatomeen.....	34
2.2.3.6	Schwammnadeln	35
2.3	ERGEBNISSE DER AUSWERTUNG DER SMEAR SLIDES	35
2.3.1	Lithologie der bearbeiteten Sedimente und Gehalte an biogenem Opal.....	35
2.3.2	Biostratigraphische Datierung des Kernmaterials	36

2.4	BIOTURBATION.....	36
2.5	ZUSAMMENSTELLUNG DER ERGEBNISSE PS 1823-1 GKG	40
2.6	ZUSAMMENSTELLUNG DER ERGEBNISSE PS 1823-6 SL.....	42
3	INTERPRETATION	50
3.1	FAZIES-GLIEDERUNG DER SEDIMENTE.....	50
3.1.1	Glazial- und Interglazial-Fazies	50
3.1.2	Turbidit-Fazies	51
3.2	BODENWASSER-ZIRKULATION.....	54
3.3	TRÜBESTROM-TRANSPORT	56
3.4	BIOGENE PRODUKTION.....	57
3.5	ABSCHÄTZUNG DES ALTERS UND DER SEDIMENTATIONS-RATEN	58
3.6	SYNTHESE-ZYKLISCHE SEDIMENTATION IM RIISER- LARSENMEER.....	60
3.7	AUSBLICK.....	62
4	LITERATUR.....	64
	ANHANG	71
A.1	METHODEN	72
A.1.1	BATHYMETRISCHE VERMESSUNG UND SEDIMENTECHO- GRAPHISCHE VORERKUNDUNG	72
A.1.2	KERNNAHME.....	73
A.1.3	SEDIMENTPHYSIKALISCHE MESSUNGEN	75
A.1.3.1	Messungen der magnetischen Suszeptibilität.....	75
A.1.3.2	Messungen der Schallgeschwindigkeit	75
A.1.4	PROBENNAHME UND PROBENAUFBEREITUNG	76
A.1.4.1	Kernbeschreibung.....	78
A.1.4.2	Herstellung und Auswertung der Smear Slides	78
A.1.4.3	Herstellung und Auswertung der Radiographien	79
A.1.4.4	Wassergehaltsbestimmung.....	80
A.1.4.5	Bestimmung der Sedimentdichten.....	80
A.1.4.6	Bestimmung der Gehalte an organischem Kohlenstoff und Kalziumkarbonat	81
A.1.4.7	Korngrößenanalyse.....	81
A.1.4.8	Komponentenanalyse der Grobfraction	82
A.2	KERNBESCHREIBUNG (CORE DESCRIPTION).....	85
A.3	SEDIMENTOLOGISCHE PARAMETER.....	101
A.4	TAFELN.....	109

Vorwort

Vorliegende Diplom-Arbeit wurde durch die Zusammenarbeit zwischen dem Institut für Geologie der Universität Würzburg und dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven (AWI) ermöglicht. Den Herren Prof. Dr. D. Fütterer (Alfred-Wegener-Institut) und Prof. Dr. H. Voßmerbäumer (Universität Würzburg) danke ich für die Vergabe und für das Interesse am Fortgang meiner Arbeit.

Am Anfang stand die Teilnahme an der von Prof. Fütterer geleiteten "Polarstern"-Expedition ANTARKTIS-VIII/6 vom 13.März bis 30.April 1990. Anschließend erfolgten sämtliche Laborarbeiten und der größte Teil der Ausarbeitung am Alfred-Wegener-Institut, dessen ausgezeichnetes Arbeitsklima meinen Untersuchungen sehr förderlich war.

Dankbar erinnere ich mich der engagierten und routinierten Unterstützung durch die Besatzung der "Polarstern" und, in Bremerhaven, der Hilfe bei Probennahme und -bearbeitung, der Anregungen und der steten Diskussionsbereitschaft durch Mitarbeiter des AWI. Besonderen Dank schulde ich den Herren Dr. G. Kuhn und Dr. W.U. Ehrmann für die praktische Unterstützung und für ihre zahlreichen wissenschaftlichen Ratschläge. Herrn Dr. M. Melles danke ich für die kritische Durchsicht des Manuskriptes. Bedanken möchte ich mich auch bei Herrn Dipl.Geol. F.X. Gingele, der die Arbeiten am Rasterelektronenmikroskop ermöglichte, Herrn F. Pototzki für die Durchführung der Suszeptibilitäts- und v_p -Messungen und Herrn Dr. H. Villinger für die Überlassung von sedimentphysikalischen Daten.

In Würzburg trugen die Fotografen Frau J. Hauck und Frau E. Keck (Institut für Geologie) sowie Herr H. Schirm (Institut für Paläontologie) zur Ausgestaltung dieser Diplom-Arbeit nicht unwesentlich bei, wofür ich ihnen herzlich danke.

Meinen Freunden und Bekannten verdanke ich schließlich moralische Unterstützung und so manchen Ausgleich.

Hilfreich war mir die Förderung durch die Studienstiftung des deutschen Volkes. Jede nur mögliche Unterstützung fand ich bei meinen Eltern. Dafür danke ich, auch an dieser Stelle, herzlich.

Bremerhaven, Dezember 1990

Kurzfassung

SCHMIEDL, G. (1990): Quartäre Sedimentationsprozesse in der Tiefsee des Riiser-Larsenmeeres westlich des Gunnerus-Rückens, Ost-Antarktis.- Dipl.-Arb., Univ. Würzburg, 113 S.

Zur Rekonstruktion quartärer Ablagerungsprozesse in der antarktischen Tiefsee wurden an einem 14 m langen Schwerelot-Kern und einem 0,5 m langen Großkastengreifer-Kern aus 4440 m Wassertiefe des Riiser-Larsenmeeres (Ost-Antarktis) sedimentphysikalische und sedimentologische Untersuchungen durchgeführt.

Die Normal-Fazies des bearbeiteten Kernmaterials wird aus stark bioturbaten hemipelagischen Sedimenten ("muds") mit überwiegend feinklastisch-terrigenen und sehr geringen biogenen Anteilen aufgebaut. In die hemipelagischen Sedimente sind mehrere Turbidit-Lagen eingeschaltet.

Über die Verteilung der biogenen Komponenten erfolgte eine grobe Altersabschätzung, die für das untere Ende des Schwerelot-Kernes ein Mindestalter von 1,3 Millionen Jahren ergibt, mit mittleren Sedimentationsraten $>1 \text{ cm} / 1000 \text{ Jahre}$.

Zyklische Schwankungen im Verlauf der verschiedenen Sediment-Parameter ermöglichen innerhalb der hemipelagischen Sedimente die Unterscheidung einer "Glazial"- von einer "Interglazial"-Fazies.

Die "Glazial"-Fazies ist durch eine dunkle olivgraue Farbe, hohe Suszeptibilitätswerte, niedrige Silt/Ton-Verhältnisse, sehr geringe Anteile biogener Komponenten und ein regelmäßiges Auftreten von eingeschalteten Turbidit-Lagen gekennzeichnet. Demgegenüber besitzt die "Interglazial"-Fazies eine hellere olive oder olivbraune Farbe, niedrige Suszeptibilitätswerte, hohe Silt/Ton-Verhältnisse und erhöhte Anteile an biogenen Komponenten. Erstere spiegelt kaltzeitliche, letztere warmzeitliche Sedimentationsprozesse wider.

Für die Ausbildung der zyklischen Fazieswechsel können im wesentlichen drei verschiedene Prozesse verantwortlich gemacht werden: (1) Bodenwasser-Zirkulation, (2) Trübestrom-Transport und (3) biogene Oberflächenproduktion. Diese Prozesse stehen in engem Zusammenhang mit größeren Fluktuationen in der Meereisbedeckung sowie der Bewegung der antarktischen Schelfeise im Zuge der quartären Klimaschwankungen.

Abstract

SCHMIEDL, G. (1990): Quarternary sedimentation processes in the deep-sea of the Riiser-Larsen Sea west of Gunnerus-Ridge, East-Antarctica.- Dipl.-Arb., Univ. Würzburg, 113 pp.

Physical and sedimentological investigations were carried out on a 14 m long gravity core and a 0.5 m long box core from 4440 m water depth off Queen Maud Land, East-Antarctica.

Strongly bioturbated hemipelagic muds of predominantly terrigenous origin and a very small biogenic part build up the "Normal-Facies".

Several sandy to silty layers are inserted in the "Normal-Facies". These layers are separated by lithology, structure and the investigated parameters of this study and are interpreted as turbidites. The source area for the turbidity currents is supposed to be at the uppermost continental margin, close to the shelf break and there is evidence for this gravity transport within the erosive Ritscher-Canyon, which extends close to the core position.

The distribution of biogenic components indicates an age of 1.3 million years or more, with an average sedimentation rate of about 1 cm/1000 years.

Early diagenetic processes caused water loss by compaction, corrosion and dissolution of biogenic components and precipitation and recrystallization of manganese micronodules.

Cyclic fluctuations of the sediment-parameters within the "Normal-Facies" enable the distinction of a "Glacial"- and an "Interglacial"-Facies.

The "Glacial"-Facies reflects glacial sedimentary conditions and shows a dark olive gray colour, high susceptibility, low silt/clay-ratios, only a few biogenic components and the regular occurrence of intercalated turbidite layers.

In contrast, the "Interglacial"-Facies is dominated by a light olive or olive brown colour, low susceptibility, high silt/clay-ratios and an increased number of biogenic components. This facies corresponds to interglacial conditions.

Three main processes are supposed to have been responsible for the observed facies changes: (1) the bottom water mass circulation, (2) the gravity transport by turbidity currents and (3) the biogenic surface production. These processes are related to the quaternary climatic changes. The extension of the ice shelves directed the gravity transport to the deep sea and the formation of Antarctic Bottom Water, which in turn influenced the silt/clay-ratios in the sediment record. Fluctuations in sea ice coverage controlled the biogenic surface production.

1 EINFÜHRUNG

Durch den Zerfall von Gondwana während des Mesozoikums wurde mit der Süddrift und Isolierung der antarktischen Landmasse die Grundlage für eine weitreichende Vereisung des Südpolargebietes geschaffen (KENNETT, 1982; STANLEY, 1989).

Die Vereisungsgeschichte der Antarktis läßt sich bis ins Alttertiär zurückverfolgen. An der Grenze Eozän / Oligozän sind vermutlich schon weite Teile der Ostantarktis von einem zusammenhängenden Eisschild bedeckt (HAMBREY et al., 1989). Heute werden 97-98 % der Oberfläche des etwa 14 mio km² großen antarktischen Kontinentes von Eismassen eingenommen.

Die globalen Klimaschwankungen während des Neogens und Quartärs hatten starke Auswirkungen auf die Ozeanographie der Weltmeere zur Folge.

Informationen über zyklische Eisvorstöße und -rückzüge sowie einhergehende Meeresspiegelschwankungen und Veränderungen der Strömungsverhältnisse wurden dabei über vielfältige Prozesse auch in den Sedimenten des Südpolarmeeres gespeichert.

Zyklische pliozäne und pleistozäne Schwankungen der Sediment-Fazies, die Glazial-Interglazial-Zyklen entsprechen, wurden bereits vom Kontinentalhang des östlichen Weddellmeeres (GROBE, 1986a, b; FÜTTERER et al., 1988; GROBE et al., 1990) und aus der Tiefsee des Australisch-Antarktischen Beckens (EHRMANN & GROBE, im Druck) beschrieben.

Die Ergebnisse geophysikalischer, sedimentologischer und mikropaläontologischer Untersuchungen entsprechender Ablagerungen können zu einem weitreichenderen Verständnis der klimatisch gesteuerten Sedimentationsprozesse im antarktischen Raum beitragen.

1.1. GEOGRAPHISCHE LAGE DES ARBEITSGEBIETES UND GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Die Probenstation PS 1823 (65°56.1' S, 30°49.6' E) liegt in der Tiefsee des Riiser-Larsenmeeres (Ostantarktis) bei etwa 4440 m Wassertiefe (Abb. 1).

Das Riiser-Larsenmeer ist der Küste des Königin Maud Landes (Prinzessin Ragnhild Küste) vorgelagert und wird im W durch den Astrid-Rücken, im E durch den Gunnerus-Rücken begrenzt. Die Entfernung der Kernposition PS1823 von der Riiser-Larsen-Halbinsel im SE beträgt etwa 320 km, vom im E gelegenen Gunnerus-Rücken nur etwa 100 km (Abb. 1-3).

Der geologische Aufbau des Kontinentalrandes von Queen Maud Land wurde während mehrerer Antarktis-Expeditionen mit Hilfe marin-geophysikalischer Verfahren

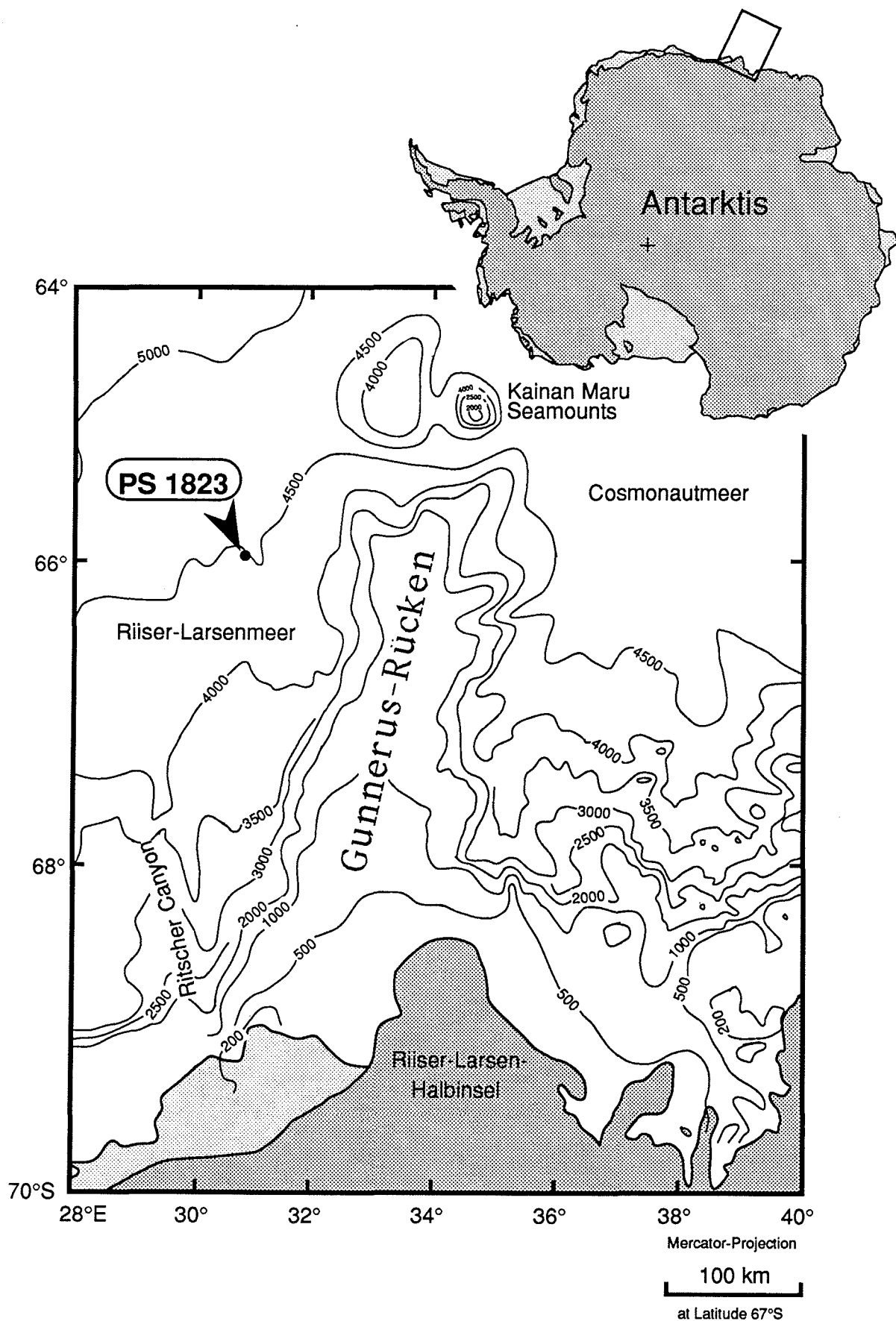


Abb. 1: Bathymetrische Karte des Gunnerus-Rückens und angrenzender Bereiche mit Lage der Kernposition PS1823. Bathymetrische Information nach GEBCO (HAYES & VOGEL, 1981).

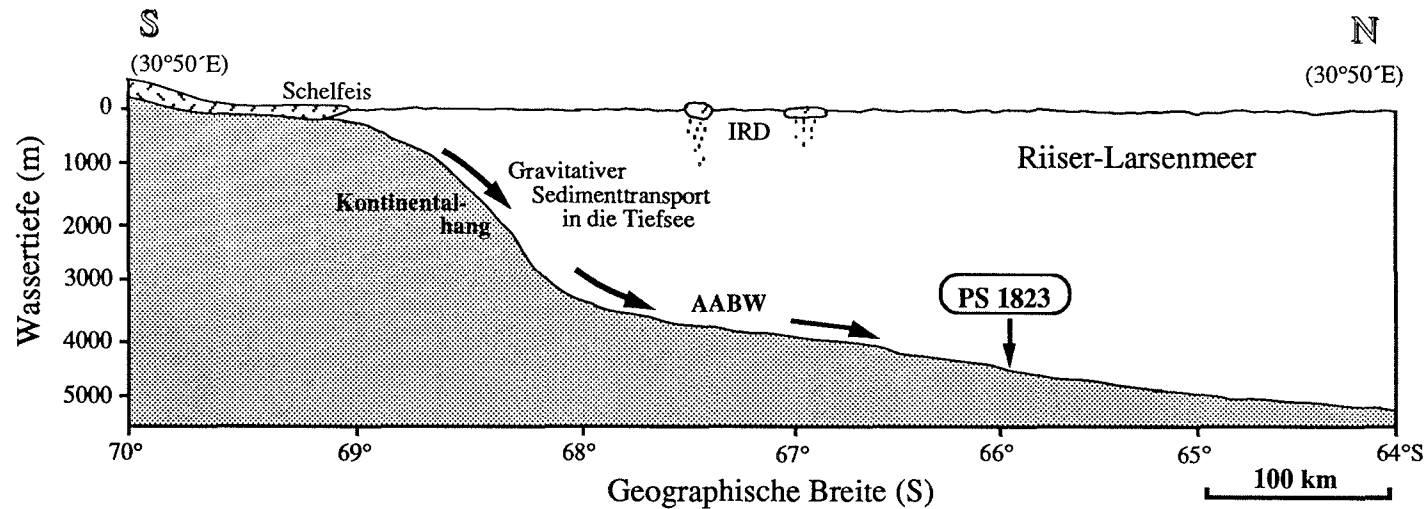


Abb. 2: Schematisiertes S-N-Profil vom Antarktischen Kontinentalhang in die Tiefsee und mögliche Eintragsmechanismen für terrigene Sedimentpartikel im Bereich der Probenstation PS1823. IRD = Ice Rafted Debris; AABW = Antarktisches Bodenwasser. Bathymetrische Information nach GEBCO (HAYES & VOGEL, 1981).

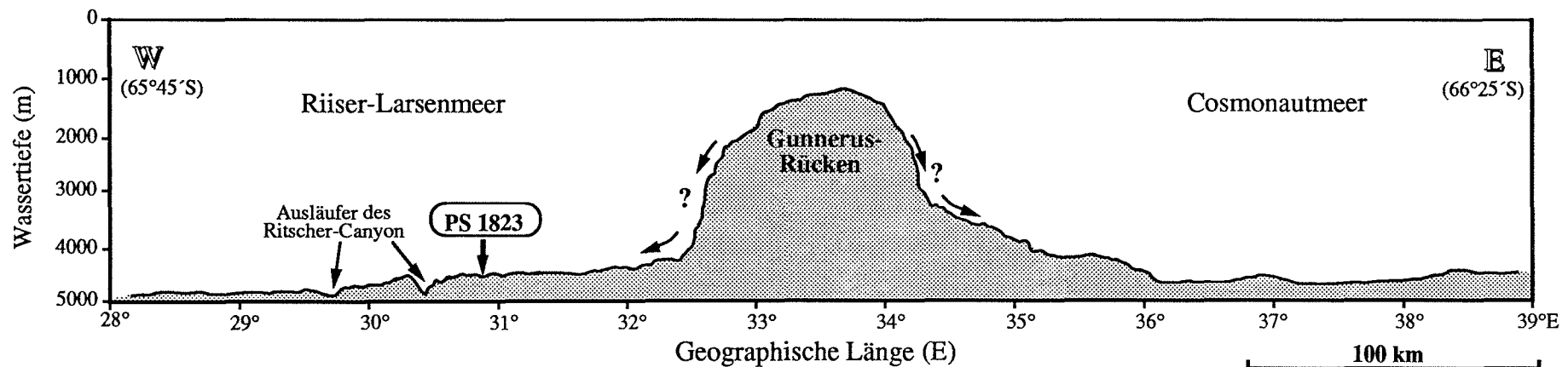


Abb. 3: Schematisiertes W-E-Profil über den Gunnerus-Rücken im Bereich der Probenstation 1823 (verändert nach FÜTTERER et al., in Vorb.).

untersucht (HINZ & KRAUSE, 1982; SAKI et al., 1987; SIDDIQUIE et al., 1988; FÜTTERER et al., in Vorb.).

Seismische Registrierungen zeigen ein meist ungestörtes sedimentäres Stockwerk, das reflexionsseismisch in mehrere regionale Sequenzen untergliedert ist. Darunter liegt ein konsolidiertes ($v_p > 4$ km/s) und strukturell komplexes Stockwerk, das von der Explora-Formation mit ozeanwärts einfallender Schichtung dominiert wird. Die "Weddellmeer-Diskordanz", die vermutlich im späten mittleren Jura angelegt wurde, trennt beide Stockwerke voneinander. Die Explora-Formation wird vermutlich aus Plateaubasalten aufgebaut, die das kontinentale Basement überlagern und in einer frühen Phase der Trennung von Afrika und der Antarktis gefördert wurden (HINZ & KRAUSE, 1982).

Bezüglich der Rekonstruktion des Gondwana-Zerfalls sind die Strukturen der Maud-Kuppe sowie des Astrid- und Gunnerus-Rückens von besonderem Interesse. Diese submarinen Plateaus grenzen sich morphologisch von den seitlich angrenzenden Tiefseebereichen ab und zeigen z.T. eine strukturelle Assoziation mit Transformstörungen des Atlantisch-Indischen-Rückens. Der krustale Charakter der Plateaus ist noch teilweise unklar.

Aus seismischen Messungen ergeben sich Sedimentmächtigkeiten von minimal 200 m auf den submarinen Plateaus und mehr als 2000 m in den angrenzenden Tiefseebecken.

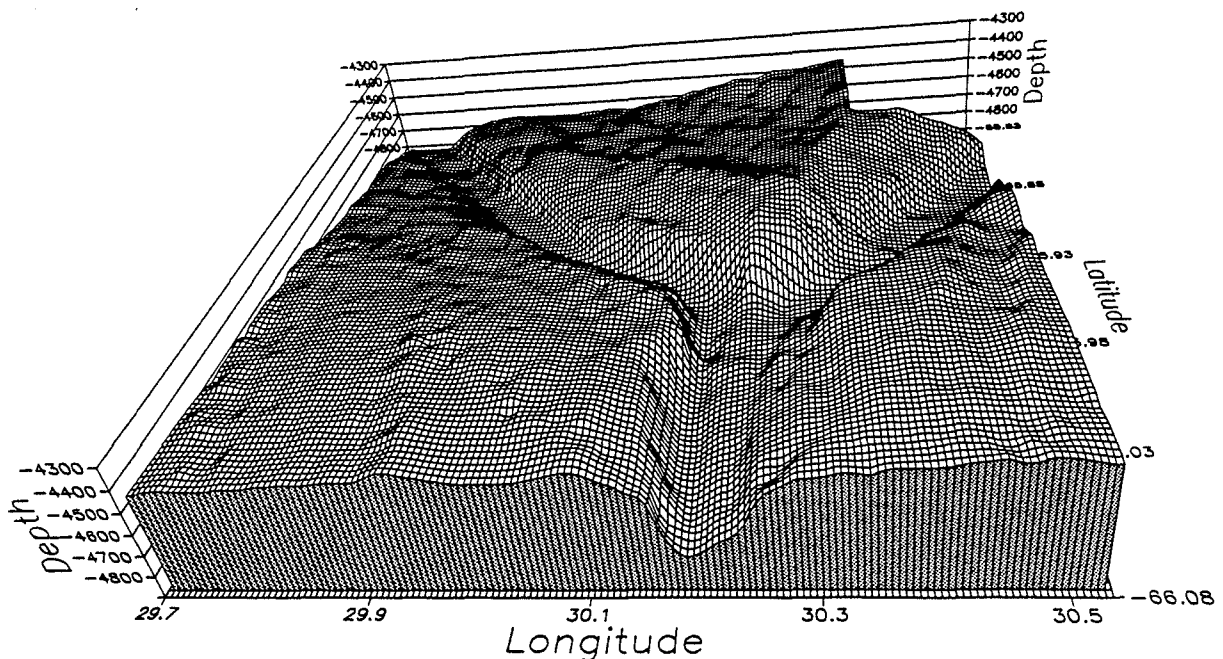


Abb. 4 : Perspektivische Darstellung der Meeresboden-Morphologie im Bereich der Aufgabelung des Ritscher-Canyons nahe den Probenstationen PS1823 ($65^{\circ} 56.1' S$, $30^{\circ} 49.6' E$) und PS1824 ($65^{\circ} 55.6' S$, $30^{\circ} 38.5' E$) (aus FÜTTERER et al., in Vorb.).

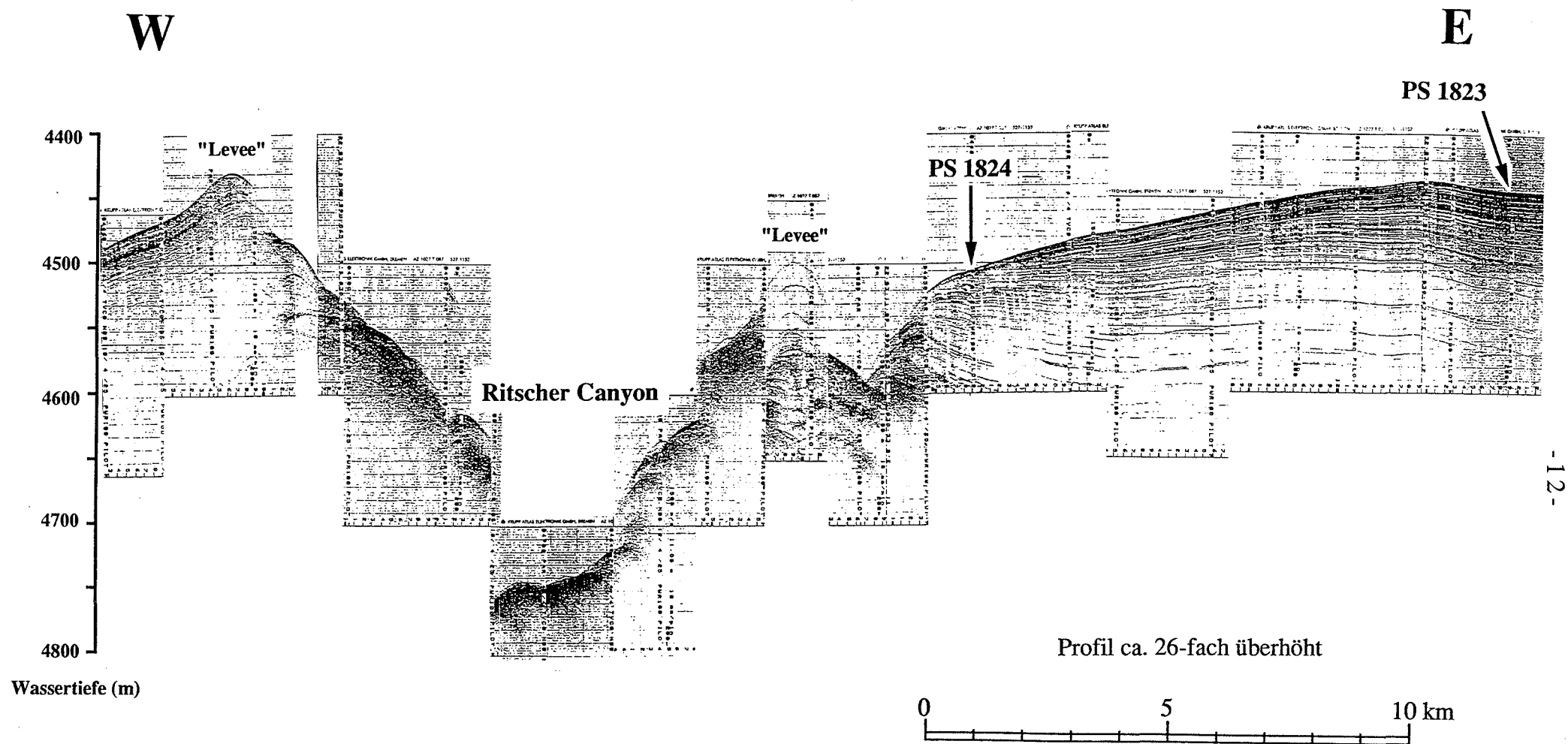


Abb. 5: Parasound-Sedimentechogramm aus dem Bereich des Ritscher-Canyons und der Kernstationen PS1823 und PS1824.

Der ostantarktische Kontinentalhang ist morphologisch durch zahlreiche Canyon-Strukturen zergliedert. Sie dienen, ausgehend von der Schelfkante in etwa 500 m Wassertiefe, als Abflußrinnen für Trübestrome in die Tiefsee (WRIGHT et al., 1983).

Echographische Vermessungen zeigen, daß die Canyons bis zu einige hundert Meter tief in die Hangsedimente eingeschnitten sind.

Die Probenstationen PS1823 und PS1824 ($65^{\circ}55.6'S$, $30^{\circ}38.5'E$) befinden sich im unmittelbaren Randbereich eines Ausläufers des Ritscher-Canyons und zeigen den Übergang zwischen extremer Erosion und pelagischer Sedimentation, deren Rate mit größerer Entfernung vom Canyon deutlich zunimmt (FÜTTERER et al., in Vorb.; Abb. 4, 5).

1.2. HYDROGRAPHIE

Die in den letzten Jahrzehnten durchgeführten ozeanographischen Untersuchungen ermöglichen heute ein recht detailliertes Verständnis der Wassermassenverteilung und der Strömungsverhältnisse im Südpolarmeer.

Eine umfassende Beschreibung zu diesem Themenbereich geben HELLMER et al. (1985).

Die Zirkulation wird durch den Antarktischen Zirkumpolarstrom (Antarctic Circumpolar Current = ACC) dominiert, der im Einflußbereich vorherrschender Westwinde den antarktischen Kontinent im Uhrzeigersinn umströmt (Abb. 6).

Der ACC begründet die Isolierung gegenüber den ozeanischen Gebieten der mittleren Breiten (WHITWORTH, 1988).

Die generelle Strömungs- und Wassermassenverteilung wird in einem hydrographischen Schnitt vom antarktischen Kontinent nach N deutlich (GORDON & GOLDBERG, 1970; Abb. 7).

In einem Bereich um $50^{\circ} S$ trifft das kalte und salzarme Antarktische Oberflächenwasser (Antarctic Surface Water = AASW) auf das wärmere und salzreichere Subantarktische Oberflächenwasser (Subantarctic Surface Water = SASW) und sinkt unter dieses ab. Dies führt zur Ausbildung der Polarfrontzone (Antarktische Konvergenz, Polar Frontal Zone = PFZ), die durch die Subantarktische Front und die Polarfront mit jeweils charakteristischen Temperatur- und Salinitätssprüngen begrenzt wird (LUTJEHARMS, 1985).

Im Scherbereich zwischen West- und Ostwinden kommt es bei etwa $65^{\circ} S$ zur Ausbildung der Antarktischen Divergenz, einem Auftriebsgebiet innerhalb des AASW. In den Einzugsbereichen des Weddell- und Rossmeeres führt das Zusammenspiel von Ost- und Westwinden zudem zur Entstehung großer zyklonaler Wirbelsysteme (GORDON et al., 1981).

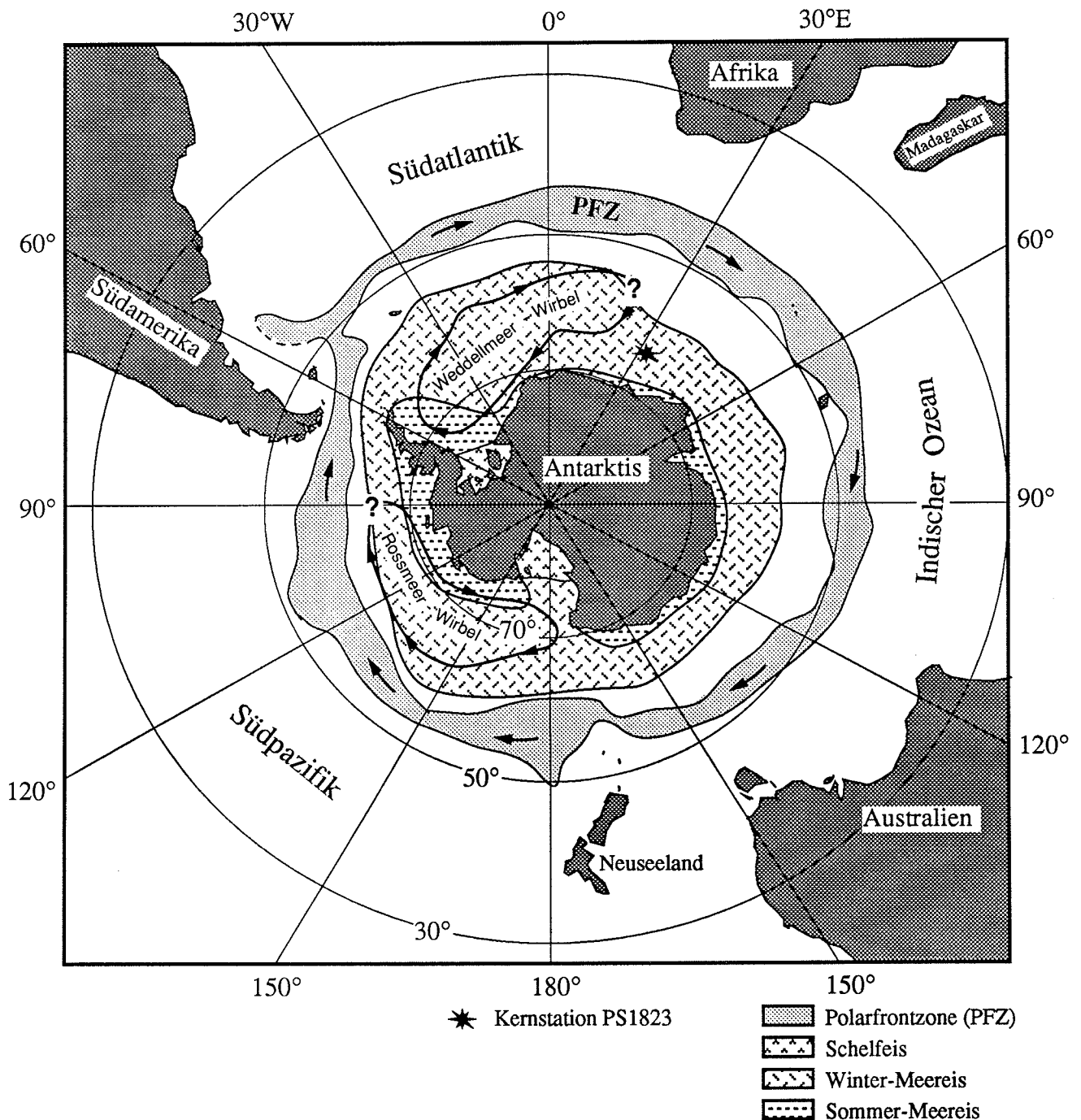


Abb. 6: Südpolargebiet mit Verlauf der Polarfrontzone (PFZ), großer zyklonaler Wirbelsysteme (nach WHITWORTH, 1988; GORDON & MOLINELLI, 1982) sowie den für die Jahre 1971 - 1976 gemittelten nördlichen Grenzen von Sommer- und Winter-Meereis (nach ACKLEY, 1981).

Unterhalb des AASW befindet sich das Zirkumpolare Tiefenwasser (Circumpolar Deep Water = CDW), das wiederum vom Antarktischen Bodenwasser (Antarctic Bottom Water = AABW) unterlagert wird.

Abb. 8: Hydrographischer Schnitt über den Gannarus-Rücken entlang von 66° S, erstellt nach Feststehender-CTD-Registrierungen während der Polarstern-Expedition ANT-VIII/6 (nach FÜTTERER et al., in Vorb.). Abkürzungen siehe Abb. 7.

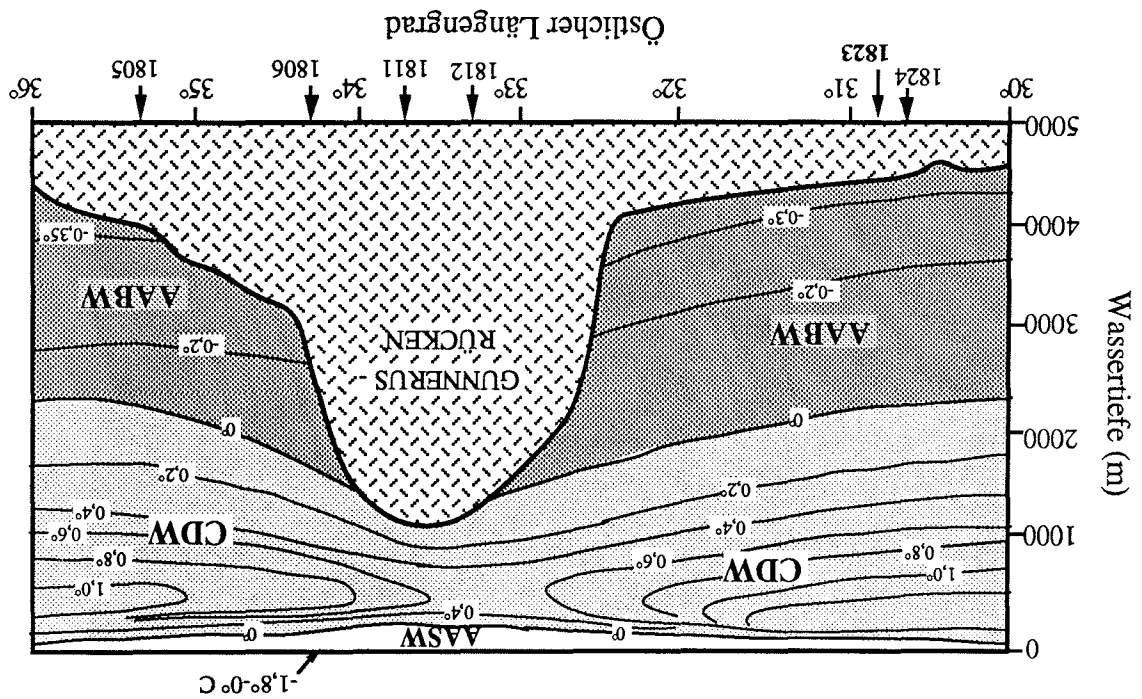
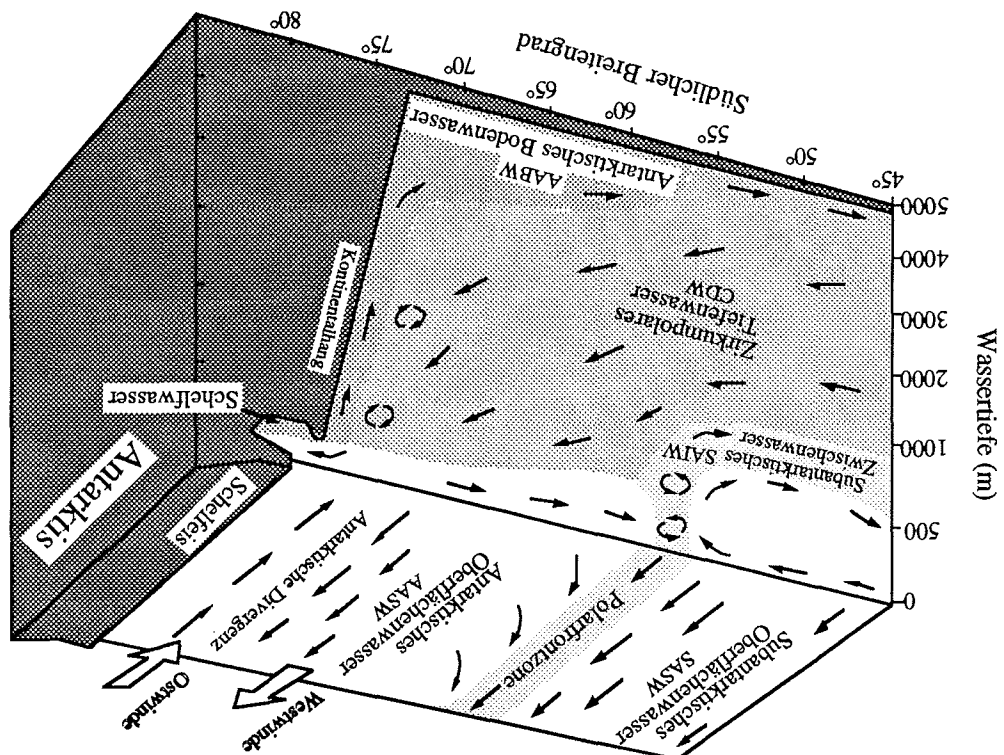


Abb. 7: Schematisiertes Blockbild der Wassermassenverteilung und Strömungsverhältnisse in der Antarktis und Subantarktis (verändert nach GORDON & GOLDBERG, 1970)



Die Bildung von AABW erfolgt heute vorwiegend im Bereich des Weddell- und Rossmeeres und steht zum Großteil in engem Zusammenhang mit der thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis (FOSTER & CARMACK, 1976; SCHLOSSER, 1986; FOSTER et al., 1987; FOLDVIK & GAMMELSRØD, 1988; HELLMER, 1989). Kaltes Eisschelfwasser (Ice Shelf Water = ISW), das aus der Modifikation von Schelfwassermassen an der Grenzfläche Ozean / Schelfeis resultiert, fließt aufgrund seiner hohen Dichte über die Schelfkante und den Kontinentalhang in die Tiefsee ab und mischt sich dabei mit warmem CDW.

Neben den klimatischen Änderungen der Vergangenheit, die wiederholt zur Verschiebung der Frontalzonen führten (HAYS et al., 1976; HAYS, 1978), wird die Hydrographie der südpolaren Ozeane auch durch die jahreszeitlichen Schwankungen der Meereisbedeckung beeinflusst (ACKLEY, 1981; ZWALLY et al., 1983).

Die Kernposition 1823 ($65^{\circ}56.1' \text{ S}$, $30^{\circ}49.6' \text{ E}$) liegt bei 4440 m Wassertiefe im rezenten Einflußbereich des AABW.

Ein hydrographischer Schnitt bei etwa 66° S über den Gunnerus-Rücken zeigt an den Rückenflanken eine Aufwölbung des kalten AABW, die zu einer Ausdünnung des wärmeren CDW oberhalb des Rückens führt. Gleichzeitig nimmt hier die Mächtigkeit des zwischen 0° und $-1,8^{\circ}\text{C}$ kalten Oberflächenwassers zu (FÜTTERTER et al., in Vorb.; Abb. 8).

2 ERGEBNISSE UND DISKUSSION

Die Ergebnisse sind zusammenfassend in den Kapiteln 2.5 und 2.6 graphisch dargestellt.

2.1 SEDIMENTPHYSIKALISCHE UND SEDIMENTOLOGISCHE PARAMETER

2.1.1 Magnetische Suszeptibilität

Die am Kernmaterial der Station PS1823 gemessenen, dimensionslosen Suszeptibilitätswerte weisen einen zyklischen Verlauf auf und schwanken zwischen 70 und $270 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten.

Markante Ausnahmen bilden die dunklen Siltlagen bei 250-257 cm, 404-413 cm und 588-589 cm Kerntiefe des Schwerelotes. In der obersten Siltlage steigt die magnetische Suszeptibilität bis auf $380 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten an. Die Auswertung der Smear Slides lies in diesem Fall eine große Anzahl opaker Mineralkörner (Erzkörner) erkennen.

Der Verlauf der Suszeptibilitätskurve spiegelt den Anteil der magnetischen bzw. magnetisierbaren Partikel im Gesamtsediment wieder. Als magnetische Träger sind im wesentlichen Magnetit, Titanomagnetit und Hämatit zu erwarten. Diese wurden terrigen eingetragen und liegen im Sediment, je nach Anlieferungsrate und Verdünnung durch biogene Komponenten (Diatomeen, Foraminiferen, Radiolarien), in unterschiedlicher Konzentration vor.

Lithologische Wechsel korrelieren somit sehr gut mit der magnetischen Suszeptibilität (FÜTTERER et al., in Vorb.).

Im bearbeiteten Kernmaterial korreliert die magnetische Suszeptibilität innerhalb der feinklastisch-terrigenen Sedimente (muds) zum Teil deutlich mit den Gewichtsanteilen der Tonfraktion. Dies zeigt, daß magnetische Mineralkörner hier vorwiegend in der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ vorliegen.

Suszeptibilitätsmessungen an mehreren Schwerelot-Kernen der Tiefsee des Weddellmeeres (RICHTER, 1990), lassen keine Rückschlüsse auf die genaue Korngrößenverteilung zu. Es zeigt sich hier jedoch eine Abnahme der Suszeptibilität mit größer werdender Porosität, d.h. steigendem Wassergehalt, und i.a. eine Erhöhung der Suszeptibilität mit Zunahme von größerem Material (Sand) im Sediment. THOMPSON & MORTON (1979) stellen dagegen eine Zunahme der Suszeptibilität mit abnehmender Korngröße fest.

Die Beziehung zwischen der Suszeptibilität und der Korngrößenverteilung ist somit regional wohl unterschiedlich ausgeprägt und zeigt eine Abhängigkeit von den je-

weiligen Sedimentationsbedingungen und -milieus, wie z.B. unterschiedliches Einzugsgebiet der Sedimentfracht.

2.1.2 Schallgeschwindigkeit

Die feinkörnig-terrigenen Sedimente (muds) des Schwerelot-Kernes PS1823-6 besitzen oberflächennah Schallgeschwindigkeiten um 1520 m/s, die mit zunehmender Kerntiefe kontinuierlich bis auf Werte um 1500 m/s zurückgehen. Die höchsten Schallgeschwindigkeiten, bis maximal 1765 m/s, besitzen die gröberklastisch-terrigenen Lagen (sandiger Silt, sandiger mud, Sand) zwischen 250-257 cm und 451-461 cm Kerntiefe. Eine Lage aus Foraminiferenschlamm bei 413-451 cm Kerntiefe zeigt Werte zwischen 1590 und 1600 m/s.

Die gemessenen Longitudinalwellengeschwindigkeiten (v_p) zeigen somit eine klare Abhängigkeit von der Lithologie des Kernmaterials.

Deutliche Unterschiede in den Schallgeschwindigkeiten bestehen v.a. zwischen feinklastisch-terrigenen oder diatomeenreichen Sedimenten (Trockendichte ca. 2,0 g/cm³, v_p 1500-1600 m/s) und Karbonaten oder grobklastisch-terrigenen Sedimenten (Trockendichte ca. 2,6 g/cm³, v_p bis 1750 m/s) (FÜTTERER et al., in Vorb.).

Sedimentphysikalische Untersuchungen an mehreren Schwerelot-Kernen aus dem Weddellmeer belegen eine Abhängigkeit der P-Wellengeschwindigkeit von der Porosität bzw. Korngrößenverteilung sowie der Dichte der Sedimente (RICHTER, 1990). Mit zunehmender Dichte steigen dabei die P-Wellengeschwindigkeiten, mit abnehmender Korngröße, d.h. zunehmender Porosität nehmen sie dagegen ab. Ausnahme bilden Sedimente mit höherem Tongehalt. Aufgrund der elastischen Eigenschaften der Tonpartikel kommt es mit zunehmendem Tongehalt zur Abnahme der Geschwindigkeiten.

Die im Schwerelot-Kern 1823-6 festgestellte generelle Abnahme der v_p - Werte mit zunehmender Kerntiefe, die mit einer durch den kompaktionellen Wasserverlust eintretenden Zunahme der Naßsedimentdichte einhergeht, steht im Widerspruch zu den oben aufgeführten sedimentphysikalischen Beziehungen.

2.1.3 Wassergehalt

Die überwiegend feinkörnig-terrigenen Sedimente besitzen relativ hohe Wassergehalte, die in der Regel zwischen 40 und 60 % schwanken.

Den höchsten Wert zeigt mit etwa 63 % erwartungsgemäß die biogen homogenisierte Sedimentoberfläche des Großkastengreifers.

Die gröberklastischen Horizonte besitzen deutlich erniedrigte Werte, die bis auf etwa 22 % zurückgehen.

Im vorliegenden Kernmaterial ist somit die Abhängigkeit des Wassergehaltes von der Korngrößenverteilung deutlich ausgeprägt.

Die einsetzende Kompaktion des Sedimentes hat mit zunehmender Kerntiefe eine generelle geringfügige Abnahme der Wassergehalte zur Folge.

2.1.4 Sedimentdichte

2.1.4.1 Korndichte

Die Trockensedimentdichte (Korndichte) wird von der Verteilung der terrigenen, authigenen und biogenen Komponenten bestimmt.

Mit Dichten zwischen 2,60 und 3,17 g/cm³ liegen die Werte im bearbeiteten Sediment verhältnismäßig hoch. Dies geht auf die geringen Gehalte an biogenem Opal (Dichte 2,1-2,2 g/cm³) zurück. Horizontiert häufigeres Vorkommen von kieseligen Gehäusen bewirkt dennoch deutliche Dichteschwankungen im Großkastengreifer-Kern und in den oberen 3 bis 4 m des Schwerelot-Kernes.

Mit dem Auftreten von Mikromanganknollen (Dichte von Todorokit 3,67 g/cm³) ab etwa 4 m Kerntiefe des Schwerelotes kommt es nach unten hin zu einer generellen Erhöhung der mittleren Korndichten.

Alle weiteren Schwankungen der Korndichte können auf Schwankungen in der Verteilung der terrigenen Komponenten zurückgeführt werden.

2.1.4.2 Feuchtraumdichte

Infolge der hohen Wassergehalte liegen die Feuchtsedimentdichten mit Werten zwischen 1,30 und 2,04 g/cm³ erheblich niedriger als die Korndichten.

Die leichte Abnahme der Wassergehalte mit zunehmender Kerntiefe hat eine entsprechende Zunahme der Feuchtraumdichten zur Folge.

Die wasserarmen grobklastischen Horizonte grenzen sich aufgrund erniedrigter Wassergehalte deutlich gegenüber den feinkörnigen Sedimenten (muds) ab.

2.1.5 Gehalte an organischem Kohlenstoff

Die Gehalte an organischem Kohlenstoff (C_{org}) erreichen an der Sedimentoberfläche des Großkastengreifers 0,5 Gew%, im Top des Schwerelot-Kernes 0,3 Gew% und gehen innerhalb der obersten 50 cm auf Werte um 0,1 Gew% zurück. Im weiteren Kernverlauf wird dieser geringe Wert nur noch unwesentlich überschritten.

Im Vergleich mit der Korngrößenverteilung der untersuchten Sedimente wird eine bevorzugte Bindung der organischen Substanz an die Tonfraktion deutlich. So zeichnen sich die gröberklastischen Horizonte durch stark verminderte C_{org} -Werte aus, die fast bis auf 0 Gew% zurückgehen. Leicht erhöhte C_{org} -Werte, u.a. im unteren Abschnitt des Schwerelot-Kernes, korrelieren dagegen mit höheren Tonanteilen.

Der weitgehende mikrobielle Abbau von organischem Material, die Bildung und Erhaltung von Mikromanganknollen (Kap. 2.2.2.1) sowie das Fehlen von Pyritframboiden sprechen für ein oxidierendes Porenraum-Milieu.

Dieser Befund ist mit Erkenntnissen aus dem südlichen und östlichen Weddellmeer vereinbar. Dort ist eine Zunahme der Sauerstoff-Eindringtiefe von wenigen cm auf dem Schelf bis auf mehrere Meter in der Tiefsee festzustellen (SCHLÜTER, 1990).

Die Sauerstoff-Eindringtiefe steht u.a. im Zusammenhang mit unterschiedlichen Eintragsraten organischer Substanz ins Sediment. Sie ist somit auch abhängig von der Primärproduktion und den Remineralisationsraten in der Wassersäule, die den organischen Partikelfluß kontrollieren (SUESS, 1980).

Der Vergleich mit dem aus einer Sinkstoff-Falle erfaßten Partikelfluß belegt zudem, daß in der Tiefsee des Weddellmeeres auch ein horizontaler Bodenstrom-Transport für den Eintrag von organischem Material bedeutend ist (SCHLÜTER, 1990).

2.1.6 Kalziumkarbonatgehalte

Kalziumkarbonat ist auf den Abschnitt 10-45 cm des Großkastengreifer-Kernes und auf die Abschnitte 10-50 cm und 410-480 cm des Schwerelot-Kernes beschränkt. Im oberflächennahen Vorkommen erreichen die Gehalte 14 Gew%, in der älteren karbonathaltigen Lage bis zu 50 Gew% $CaCO_3$.

Die Gehalte gehen jeweils auf das Auftreten von kalkigen benthischen und planktischen Foraminiferen zurück.

Die Karbonatsedimentation, d.h. die Erhaltung von karbonatischen Partikeln auf dem Meeresboden, wird in entscheidendem Maße von der Tiefenlage der CCD (Karbonatkompensationstiefe) gesteuert. Während des Mesozoikums und Känozoikums kam es zu starken globalen Schwankungen der CCD, die bis zu 2000 m erreichten. Rezent liegt die CCD in den Ozeanen in der Regel in Wassertiefen zwischen 4500 und 4900 m (van ANDEL, 1975).

In einem glazialmarinen Sedimentationsraum kommt es im Laufe von Klimaschwankungen zu beträchtlichen Fluktuationen der CCD (GROBE, 1986a). Insbesondere kontrollieren Bildung und Verteilung von Meereis, über Auswirkungen auf die Primärproduktion und Ozeanographie (CO_2 -Gehalt, Temperatur, Salinität des Meerwassers), deren Tiefenlage (ANDERSON, 1975b).

Sedimentologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Weddellmeer lassen auf eine Lage der CCD um 4000 m Wassertiefe in Warmzeiten schließen (GROBE, 1986a), liefern aber auch Belege für eine multibathyale CCD, die die Verteilung der kalkigen benthischen Foraminiferen kontrolliert (ANDERSON, 1975a; MACKENSEN, 1990).

In Kaltzeiten, bei erniedrigter Produktion kalkigen Planktons und veränderten ozeanographischen Bedingungen kommt es zu einer generellen Anhebung der CCD. Das vorliegende Sediment-Material wurde in einer Wassertiefe von 4440 m abgelagert. Der karbonatreiche Abschnitt in 410-480 cm Tiefe des Schwerelot-Kernes steht genetisch im Zusammenhang mit einem Turbidit-Ereignis, was die Erhaltung der Foraminiferen in dieser Wassertiefe erklärt (Kap. 3.1.2). Die Karbonatgehalte des oberflächennahen Vorkommens sprechen in der Tiefsee des Riiser-Larsenmeeres für eine zumindest zeitweilige Lage der CCD unterhalb von 4400 m Wassertiefe.

Ungeklärt bleibt, inwieweit diagenetische Lösungsprozesse innerhalb der bearbeiteten Sedimente auch noch lange Zeit nach der Ablagerung kalkiger Partikel die Verteilung von Karbonat kontrollieren.

2.1.7 Eisverfrachteter Detritus

Die terrigenen Sedimentkomponenten der Kiesfraktion (>2 mm) wurden als eisverfrachteter Detritus (IRD, "Dropstones") interpretiert (GROBE, 1986a,b, 1987). Die Gehalte sind im gesamten Kernmaterial sehr gering und liegen meistens bei 0 oder 1 Kieskorn / 10 cm^3 Sediment.

Leicht erhöhte IRD-Konzentrationen bis zu 3 Kieskörner / 10 cm^3 Sediment sind im Schwerelot-Kern in den Bereichen 0-60 cm, 465-490 cm und 710-820 cm anzutreffen.

Eine Korrelation der IRD-Gehalte mit anderen sedimentologischen Parametern wurde nicht festgestellt.

Der auffällig geringe Eintrag an eistransportiertem Sedimentmaterial zeigt, daß driftende Eisberge im Bereich der Probenstation 1823 ihre Sedimentfracht schon weitgehend verloren haben.

2.1.8 Korngrößenverteilung

Die errechneten Sand-Silt-Ton- Verhältnisse wurden im Dreiecksdiagramm nach SHEPARD (1954) dargestellt (Abb. 9).

Hierbei lassen sich grundsätzlich zwei Sediment-Typen voneinander abgrenzen.

Der überwiegende Teil des untersuchten Kernmaterials besitzt eine feinklastisch-hemipelagische Ausbildung. Innerhalb dieser "muds" liegen die Sandgehalte unter-

halb von 2 Gew%, die Silt- und Tongehalte schwanken zwischen 30 und 70 Gew% und zeigen eine zyklische Entwicklung. Die dunkleren, olivgrauen Sedimentlagen besitzen höhere Tongehalte, die helleren oliven und olivbraunen Sedimente niedrigere Tongehalte und erhöhte Siltanteile.

Wie der Vergleich mit den Ergebnissen der Komponentenanalyse und der Auswertung der Smearslides zeigt, setzt sich der Sandanteil häufig überwiegend aus Radiolarien-Gehäusen, die Siltfraktion jedoch vorwiegend aus klastisch-terrigenen Partikeln zusammen.

Die Sand-Silt-Ton-Verhältnisse einiger gröberbklastischer Lagen grenzen sich dagegen bezeichnend von der "Normal-Sedimentation" ab. Sie besitzen ein weites Korngrößenspektrum mit Tongehalten unterhalb von 25 Gew%, Sandgehalten zwischen 3 und 91 Gew% und Siltgehalten zwischen 7 und 94 Gew%. Sie spiegeln somit ein generell höherenergetisches Ablagerungsmilieu wider.

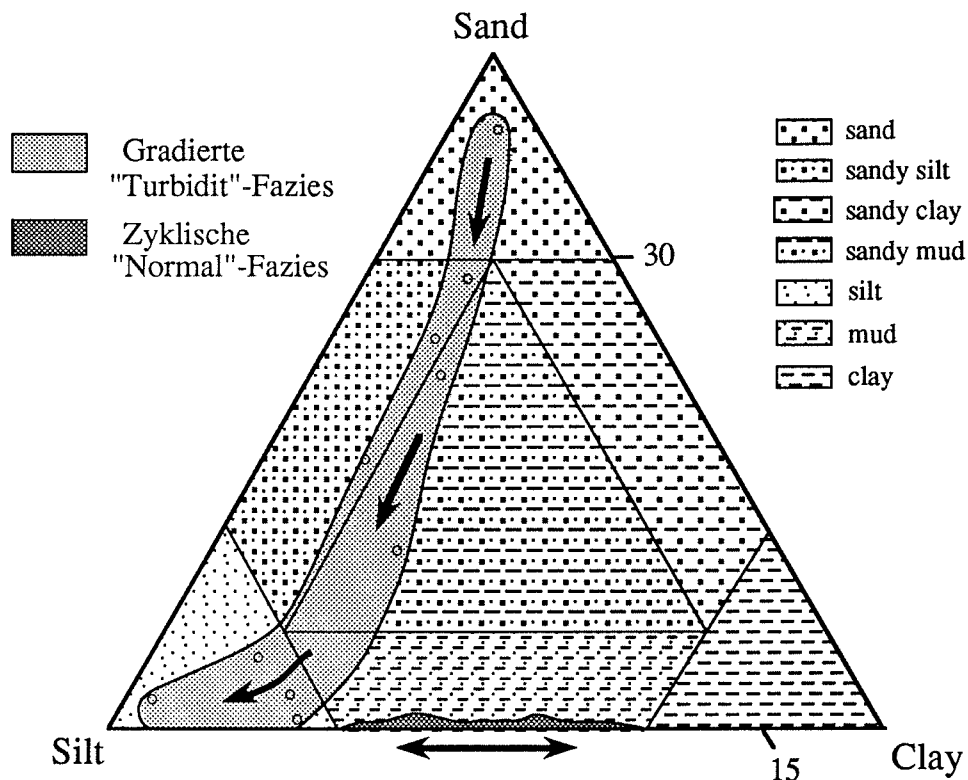


Abb. 9: Darstellung und erste Interpretation der Verhältnisse von Sand/Silt/Ton der bearbeiteten Sedimente im Dreiecksdiagramm nach SHEPARD (1954).

2.2 ERGEBNISSE DER KOMPONENTENANALYSE DER GROB-FRAKTION

2.2.1 Terrigene Komponenten

Die anstehenden Gesteine des Queen Maud Lands bestimmen im entscheidenden Maße die Zusammensetzung der terrigenen Sedimentkomponenten, die in den vorge-lagerten Meeresbereichen zur Ablagerung kommen.

In den eisfreien Gebieten der peripheren ostantarktischen Gebirgsketten stehen im wesentlichen saure Gesteine des präkambrischen kristallinen Basements, wie Gneise, Granite und Migmatite an. Quarzite, Amphibolite, Marmore, Charnockite und Anorthosite stellen nur geringe Anteile.

Proterozoische und phanerozoische basische Vulkanite und sedimentäre Abfolgen treten ebenfalls nur untergeordnet auf und sind vor allem im Westen, außerhalb des engeren Einzugsbereiches des Riiser-Larsenmeeres, verbreitet (GRIKUROV, 1976; RAVICH & GRIKUROV, 1976; OSKIERSKI, 1988).

2.2.1.1 Gesteinsbruchstücke

Die Gehalte an Gesteinsfragmenten sind ähnlich den Gehalten an eisverfrachtetem Material (IRD) sehr gering. Sie liegen innerhalb der feinklastisch-terrigenen Sedimente (muds) zwischen 0 und 1 % und erreichen lediglich bei 460 cm Tiefe des Schwerelotkernes PS1823-6 in einer Grobsandlage einen Anteil von 3,9 % an der Grobfraktion.

Entsprechend den anstehenden Gesteinen des Hinterlandes handelt es sich dabei fast durchwegs um granitoide und gneisartige Gesteinsbruchstücke. Eine Ausnahme bildet ein rotbrauner, kieselig gebundener Siltstein bei 401 cm Kerntiefe.

2.2.1.2 Quarz und Feldspäte

Quarz und Feldspäte stellen den weitaus größten Anteil der Grobfraktion. Die ausge-zählten Werte schwanken jedoch stark zwischen 7,3 und 92,8 %. Dies läßt sich in erster Linie auf horizontierte Verdünnungseffekte durch biogene und authigene Komponenten zurückführen. Eine absolute Aussage zu diesem Parameter wird somit erschwert.

Die stark eingeschränkte chemische Verwitterung in der Antarktis erschwert auf-grund einer fehlenden Alteration der Feldspäte eine Abgrenzung zum Quarz. Die

meist klaren, seltener blaß-rötlich gefärbten Feldspäte zeigen gelegentlich Spaltflächen und Zwillingslamellierung.

Die Quarzkörner sind klar oder milchig und fast immer scharfkantig-ungerundet. Eine Ausnahme bilden wenige sehr gut gerundete Körner vorwiegend innerhalb der Grobsandfraktion. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um aufgearbeitete Bestandteile von Dünenansanden des antarktischen Festlandes (GROBE, 1986a).

2.2.1.3 Glimmer

Der Anteil von Glimmer, der sich vorwiegend aus Biotit, untergeordnet auch aus Hellglimmer zusammensetzt, unterliegt deutlichen Schwankungen und erreicht 0,8 bis 32,6 % der Grobfraktion.

Eine mögliche Ursache für Schwankungen können Fehler bei der Probenaufteilung mit dem Probenteiler und der Schüttung der Ausleseschale sein, bei der es durch Sortierungseffekte zur An- bzw. Abreicherung der vorwiegend in der Feinsandfraktion vorliegenden Glimmerplättchen kommen kann.

Auffällig ist eine generelle, nach unten gerichtete Zunahme der Glimmergehalte ab etwa 930 cm Tiefe des Schwerelot-Kernes.

Die festgestellten Glimmeranteile sind im Vergleich mit Befunden aus dem östlichen Weddellmeer recht hoch (GROBE, 1986a). Dies steht im Einklang mit den jeweils anstehenden Gesteinen des Hinterlandes.

2.2.1.4 Amphibole und Pyroxene

Amphibole und, seltener, Pyroxene stellen zusammen Anteile von 0 bis 2,1 % an der Grobfraktion.

Der Parameter zeigt in der Regel eine positive Korrelation mit den Gehalten von Quarz und Feldspäten.

2.2.1.5 Erz

Erzmineralkörner treten in der Fraktion $>63 \mu\text{m}$ nur vereinzelt in Erscheinung. Die Werte erreichen 0 bis 2 % der Grobfraktion.

Ein markantes Erzkorn aus 842 cm Tiefe des Schwerelotkernes wurde exemplarisch mit dem REM / EDAX untersucht. Es handelt sich hierbei um einen entmischten Titanomagnetit, wie er als magmatisches Frühdifferenziat häufig in basischen und ultrabasischen Magmatiten, wie z.B. Gabbros, Noriten und Anorthositen anzutreffen ist. Innerhalb des Wirtskristalls von Magnetit (Fe_3O_4) sind Entmischungslamellen

von Ilmenit (FeTiO_3) // {111} eingelagert (RAMDOHR & STRUNZ, 1978), (Abb. 10; Taf. 1, Fig. 1).

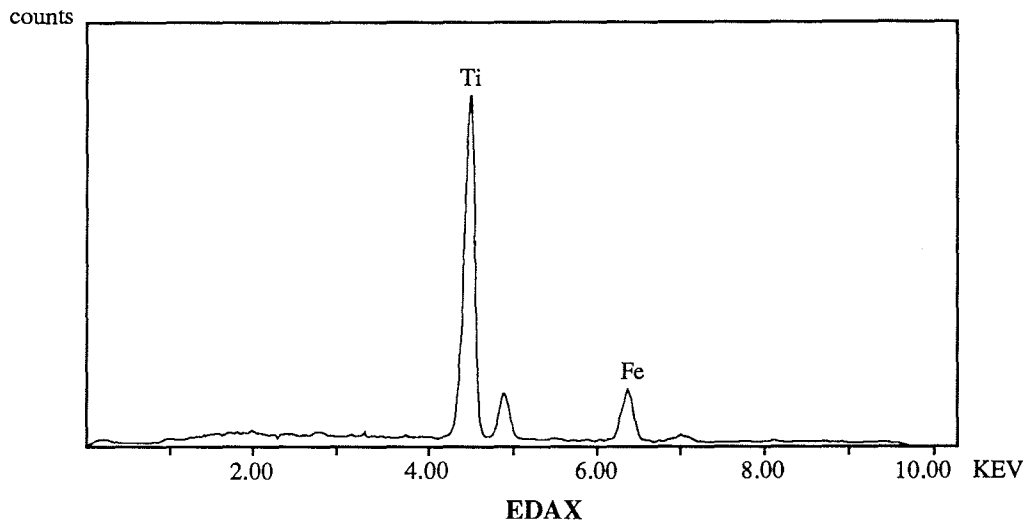


Abb. 10: EDAX-Spektrum einer Ilmenit-Lamelle innerhalb eines entmischten Titanomagnetits aus 842 cm Tiefe des Schwerelotkernes PS1823-6.

2.2.1.6 Vulkanische Gläser

Pyroklastische Partikel liegen innerhalb der Sandfraktion des bearbeiteten Sedimentes in disperser Form vor. Die geringen Gehalte betragen durchschnittlich 0 bis 0,5 % und erreichen lediglich im Großkastengreifer-Kern und im obersten Meter des Schwerelot-Kernes bis zu 1,6 % der Grobfraktion.

Die maximal etwa 0,8 mm großen Glasfragmente ("shards") zeigen fast immer muscheligen Bruch und sind selten auch blasig-schaumig ausgebildet.

Die Färbung reicht von blaßgelb über gelbbraun, braun, seltener grünbraun bis braunschwarz.

Da von einer primären Windverfrachtung der Aschen ausgegangen werden kann, ist angesichts der zum Teil recht großen Partikel eine Herkunft von den nahegelegendsten Förderorten am wahrscheinlichsten (HUANG, 1980).

Das Fehlen von diskreten Aschenlagen kann zudem auf eine Umverteilung der Gläser durch Eisverfrachtung, Meeresströmungen, Turbidite und Bioturbation zurückgeführt werden (HUANG, 1980; SMITH et al., 1983).

Das auf Taf. 1, Fig. 3 abgebildete Glas (?) wurde mit REM / EDAX-Analytik untersucht. Die qualitative Elementverteilung zeigt eine basaltische Zusammensetzung (Abb. 11).

Da eine genaue geochemische Differenzierung der Gläser unterblieb, kommen als mögliche Förderorte sowohl der alkalibasaltische Vulkanismus von Bouvet Island (in etwa 2000 km Entfernung), Prinz Eduard Island (2400 km), Crozet Island (2600 km), Kerguelen und Heard Island (2900 km) sowie untergeordnet auch der tholeiitische Inselbogen-Vulkanismus der South Sandwich Islands (3100 km) in Frage.

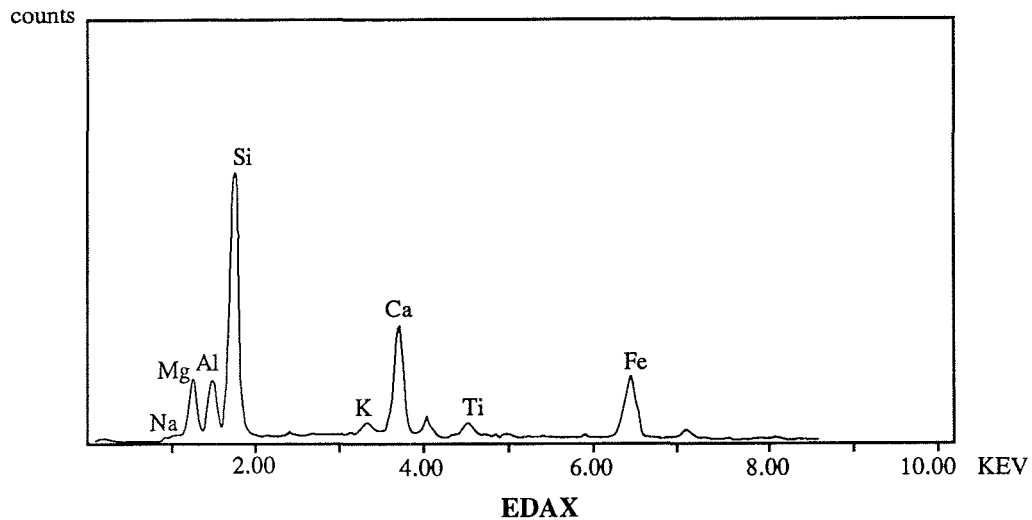


Abb. 11: EDAX-Spektrum eines vulkanischen Glases ("shard") (?) mit basaltischer Zusammensetzung aus 485 cm Tiefe des Schwerelot-Kernes PS1823-6.

2.2.2. Authigene Minerale

2.2.2.1 Mikromanganknollen

Während Mikromanganknollen in der Sandfraktion des Großkastengreifer-Kernes und den obersten 4 m des Schwerelot-Kernes nur vereinzelt anzutreffen sind, steigen die Gehalte unterhalb von 4 m Kerntiefe stark an und erreichen maximal 88,4 % der Sandfraktion. Die Verteilung zeigt horizontale Schwankungen und unterhalb von etwa 1060 cm Tiefe wieder geringere Häufigkeiten mit Werten < 36,3 %.

Die starke Zunahme der Manganknollen-Gehalte unterhalb von 4 m Kerntiefe korreliert auffällig mit dem generellen Rückgang der Anteile von Radiolarien-Gehäusen.

Bei der Auswertung der Radiographien wurde eine vorwiegende Bindung der Mikromanganknollen-Vorkommen an *Chondrites*-Bauten nachgewiesen. Die Gehäuse planktischer und benthischer Foraminiferen zeigen zuweilen auch Mangan-Umkrustungen.

Im Zuge der Ausfüllung der Gänge reicht die Morphologie der Knollen von kugelig bis langgestreckt stab-, spindel- oder wurzelförmig.

Oberhalb von 860 cm Kerntiefe besitzen die Manganknollen vorwiegend eine dunkelbraune, im weiteren Kernverlauf dagegen meist eine schwarze Farbe.

Mit dem Röntgendiffraktometer wurde je ein untexturiertes Präparat dieser beiden Mikromanganknollen-Typen untersucht. Dabei ließen lediglich die älteren, schwarzen Knollen Reflexe erkennen, die der Manganverbindung Todorokit zugerechnet werden können (Abb. 12).

Unter dem REM unterscheiden sich die beiden Typen durch unterschiedliche Kristallit-Größen, die bei den braunen Mikroknollen 0,5-1 µm, bei den schwarzen Mikroknollen etwa 5-10 µm erreichen (Taf. 1, Fig. 6,7).

Dies erklärt auch die am Röntgendiffraktometer gewonnenen Ergebnisse. Die Kristallinitätsunterschiede sind möglicherweise auf Rekristallisationsprozesse während der Diagenese und einem damit verbundenen Kristallwachstum zurückzuführen. Die am REM vorgenommenen EDAX-Analysen mehrerer Mikromanganknollen beider Typen zeigen neben den bestimmenden Mn-Gehalten gelegentlich geringe Mengen von Ti, Cu und Mo. Die gemessenen Gehalte von Elementen, die am Aufbau von Silikat-Mineralen beteiligt sind, gehen auf -durch die Mn-Phase umkrustete- detritische Körner zurück.

KENNETT (1982) und ROY (1981) geben eine Zusammenfassung zur Geochemie und Bildungsweise von Manganknollen. Als wesentliche Voraussetzungen werden niedrige Sedimentationsraten (4 bis 8 mm / 1000 Jahre) sowie sauerstoffreiche Bodenwasserbedingungen genannt.

Entsprechende Bildungsbedingungen zeigen auch die in den Arbeiten von PIPER & BRISCO (1975) und GROBE (1986a) beschriebenen Vorkommen von Mikromanganknollen in antarktischen Tiefseesedimenten.

Im Zusammenhang mit der Manganknollen-Genese stehen die direkte Ausfällung aus dem Meerwasser, hydrothermale Prozesse, diagenetische Vorgänge (Wiederausfällung von im Sediment remobilisiertem Mn^{2+}) sowie die Verwitterung von submarinem vulkanischen Material zur Diskussion (KENNETT, 1982).

Wie die Zusammenstellungen von BATURIN (1988) und MANGINI (1988) zeigen, belegen radiometrische Altersdatierungen in der Regel sehr geringe Wachstumsraten von wenigen mm/10⁶ Jahren.

In den Arbeiten von GREENSLATE (1974), BURNATT & NEALSON (1981), ROY (1981); BATURIN (1988) sowie THIEL & SCHNEIDER (1988) wird auch auf die mögliche Bedeutung von organischer Substanz und die Beteiligung von Mikroorganismen bei der Manganknollen-Bildung hingewiesen.

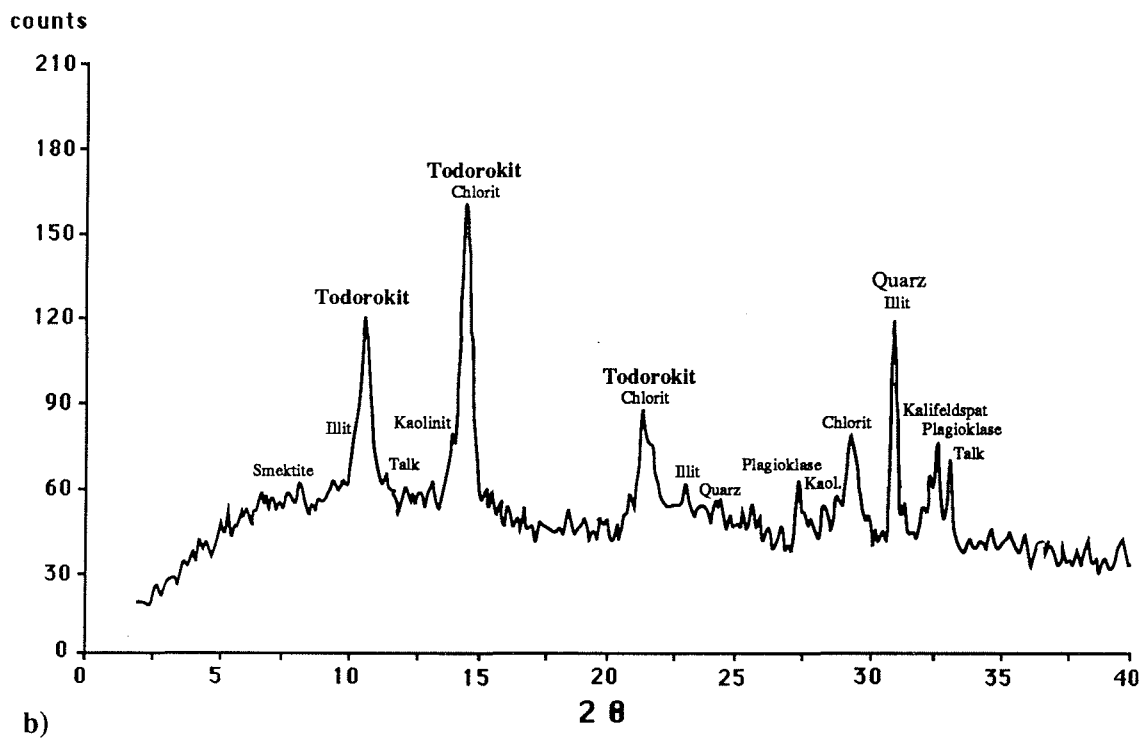
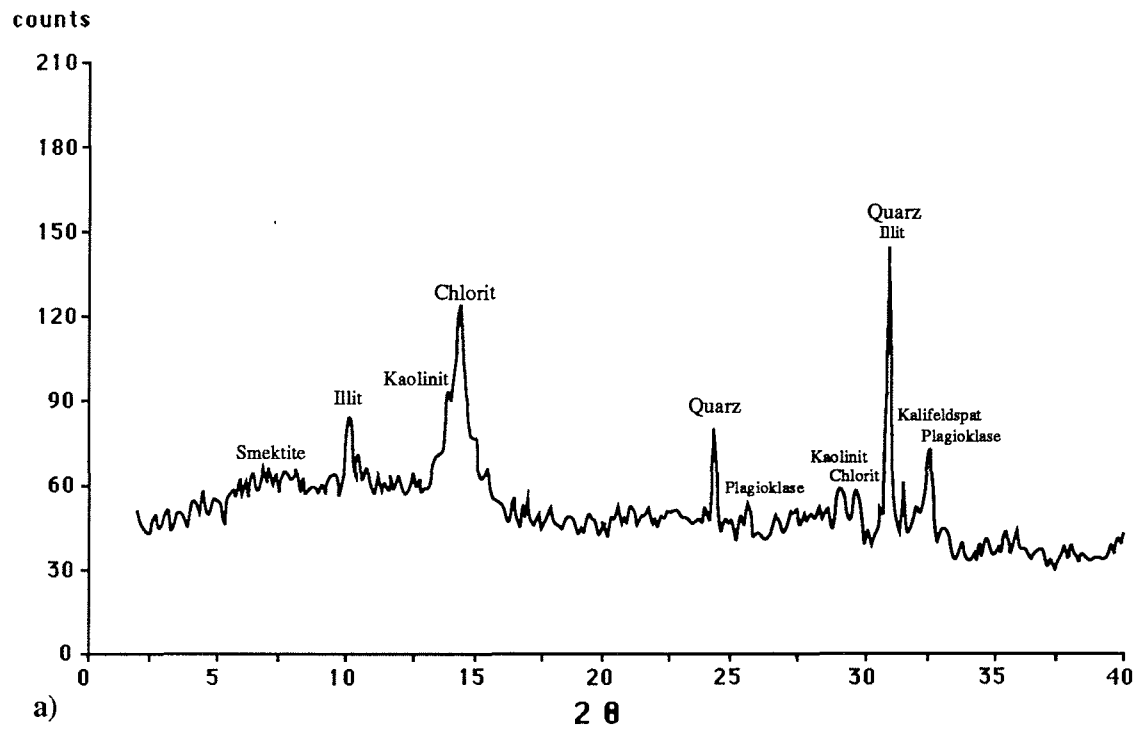


Abb. 12: Röntgen-Spektren von Mikromanganknollen aus dem Schwerelot-Kern PS1823-6.
a) braune, subkristalline Todorokit-Aggregate aus 783 cm Kerntiefe,
b) schwarze, deutlich kristalline Todorokit-Aggregate aus 916 cm Kerntiefe.

In den *Chondrites*-Bauten des untersuchten Sedimentes könnte im Zuge des bakteriellen Abbaues organischer Substanz ein Mikromilieu entstanden sein, das die Ausfällung von Todorokit begünstigte.

Offen bleibt in diesem Zusammenhang jedoch, welcher Mechanismus die vertikale Verteilung von Mikromanganknollen in der Sedimentabfolge steuert.

Eine Erklärung für das fast vollständige Fehlen von Todorokit-Konkretionen innerhalb der obersten 4 m des Kernmaterials steht daher noch aus.

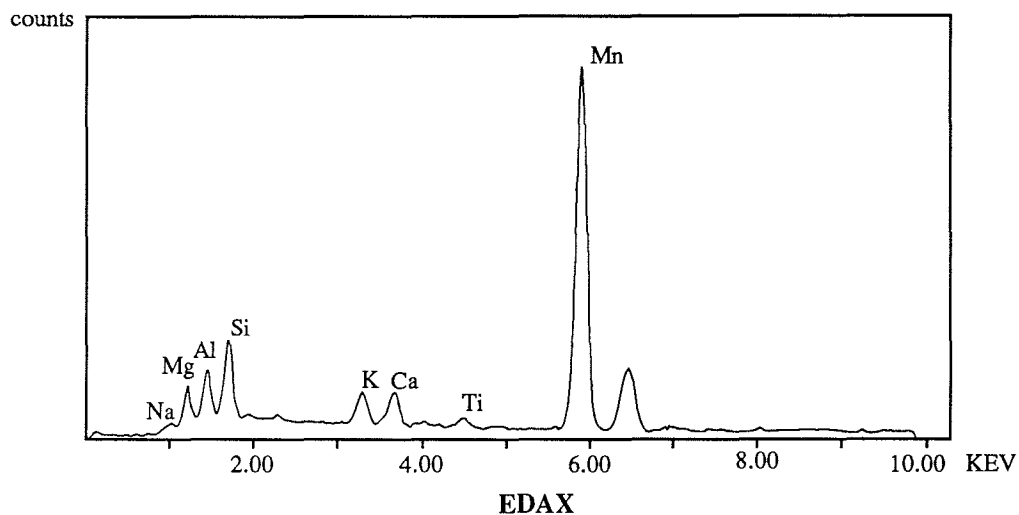


Abb. 13: EDAX-Spektrum einer Mikromanganknolle aus 916 cm Tiefe des Schwerelot-Kernes PS1823-6.

2.2.2.2 Glaukonit

Glaukonit-Körner kommen in der Sandfraktion des Kernmaterials mit Gehalten von durchschnittlich 0-1,5 % vor. Die grobklastische Basislage einer Turbidit-Sequenz zwischen 450 cm und 460 cm Kerntiefe des Schwerelotes weist maximale Glaukonitgehalte von 13,3 % auf und stellt damit eine besondere Ausnahme dar.

Die Körner besitzen meist eine rundliche, knollige oder knubbelige, seltener eine längliche stapelförmige Morphologie.

Sie zeigen häufig die für "reifen" Glaukonit typischen Risse (ODIN & FULLAGER, 1988), besitzen nicht selten aber auch eine glatte, zugerundet erscheinende Oberfläche.

Die Farben reichen von gelblichgrün, olivgrün, schwarzgrün, braungrün bis hin zu rötlichbraun. Die bräunlichen und rötlichen Farbanteile gehen vermutlich auf die Oxidation von Fe^{2+} zu Fe^{3+} zurück.

ODIN & FULLAGER (1988) fassen in ihrer Arbeit neuere Erkenntnisse zur Geologie und Geochemie der Glaukonit-Fazies zusammen. Danach resultiert die generelle Zusammensetzung eines Glaukonit-Kornes aus einem porösen Substratpartikel (z.B. Radiolarien- oder Foraminiferengehäuse, Kotpillen, Terrigener Detritus) und der authigenen Glaukonitphase, die darin wächst.

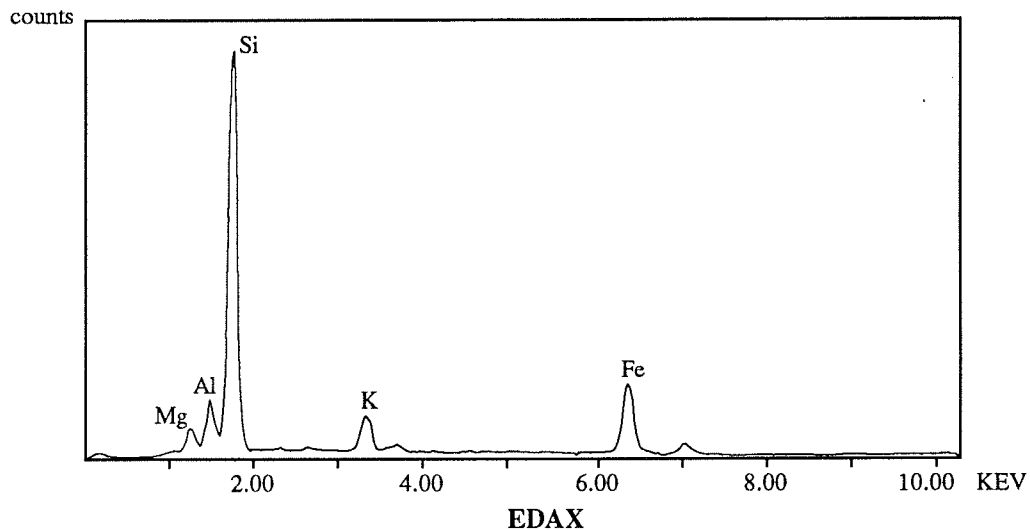


Abb. 14: EDAX-Spektrum eines blaßgrünen Glaukonit-Kornes aus 460 cm Kerntiefe des Schwerelotes PS1823-6.

Die authigenen Glaukonitphasen besitzen Smektit und Glimmer als jeweilige Endglieder, Kalium als hauptsächliches Zwischenschicht-Kation sowie hohe Eisen-Gehalte (vorwiegend Fe^{3+}).

Die Neubildung von Fe-reichem Smektit stellt die fundamentale geochemische Reaktion während der Glaukonit-Genese dar. Nachfolgende Rekristallisationsprozesse, die mit einer Zunahme im K^+ -Gehalt einhergehen, führen zu einem signifikanten Kristallwachstum. Während dieses Reifungsprozesses wird das ursprüngliche Volumen erweitert, was in der Regel zum Zerfall des Substratkornes und zur Ausbildung der charakteristischen Risse an der Oberfläche des Glaukonit-Kornes führt.

Die Glaukonit-Genese findet in Mikromilieus nahe der Sedimentoberfläche bei Eh-Bedingungen an der Grenze zwischen oxidierend und reduzierend statt. Temperaturen unterhalb von 15°C , ein pH-Wert von 8 sowie eine eingeschränkte Sedimentation terrigenen Materials begünstigen die Bildung.

Die rundliche Morphologie der Glaukonitkörner in der untersuchten Sandfraktion spricht für einen überwiegend biogenen Ursprung der Substratkörner. Dies belegen auch die bei einigen EDAX-Analysen festgestellten reliktschen Phosphor-Gehalte.

Bei den selteneren "akkordion-förmigen" Körnern handelt es sich vermutlich um glaukonitisierte Biotitstapel (ODIN & LAMBOY, 1988).

Im östlichen Weddellmeer sind hohe Glaukonitgehalte (10-20 %) innerhalb der Sandfraktion am oberen Kontinentalhang, sehr geringe Gehalte (<1%) dagegen an den Schelf- und Tiefseepositionen festzustellen (GROBE, 1986a). ODIN & FRÖHLICH (1988) beschreiben pleistozäne Glaukonit-Vorkommen am Kerguelen-Heard-Plateau. Diese treten zwischen 500 und 1000 m Wassertiefe auf und sind an ein Substrat aus Pyroklastika und biogenen kieseligen Partikeln gebunden.

Faßt man alle Ergebnisse zusammen, so lassen insbesondere die Verteilung der Glaukonit-Körner im untersuchten Sediment und die verbreitet anzutreffenden Zurundungs- und Alterationserscheinungen auf eine Umlagerung von vorwiegend auf dem oberen Kontinentalhang gebildeten Glaukonit-Aggregaten schließen.

2.2.3. Biogene Komponenten

2.2.3.1 Planktische Foraminiferen

Das Auftreten von planktischen Foraminiferen ist auf den tieferen Bereich des Großkastengreifers und auf die Kernabschnitte 20-50 cm und etwa 410-460 cm des Schwerelotes beschränkt.

Die Gehalte erreichen maximal 76,5 % der Sandfraktion.

Die Kalkgehäuse sind häufig angelöst und fragmentiert sowie an ihrer Außenseite gelegentlich mit Mikromangankonkretionen besetzt.

Der Vergleich mit den Karbonatgehalten, die auf das Auftreten von kalkschaligen Foraminiferen zurückgehen und die an zentral aus dem Kern entnommenen Proben gemessen wurden, belegt eine randliche Verschleppung von Sediment im Schwerelot. Das gehäufte Auftreten von planktischen Foraminiferen unterhalb von etwa 460 cm Kerntiefe, im Liegenden einer sandreichen Sequenz, ist Folge dieser Verschleppung. Der Anteil der planktischen Foraminiferen wird fast vollständig von *Neoglobobulimina pachyderma* aufgebaut (Taf. 1, Fig. 5). Das Verhältnis von links- zu rechtsgewundenen Exemplaren dieser Art zeigt eine Abhängigkeit von der geographischen Breite und der Temperatur des Oberflächenwassers (ERICSON, 1959). Die linksgewundene Varietät ist unter den planktischen Foraminiferen am meisten kältetolerant und ist in den Meeresbereichen der Antarktis und Subantarktis weit verbreitet. Der Anteil von sinistralen Formen steigt mit sinkender Wassertemperatur und beträgt südlich der Polarfrontzone 90 % oder mehr (BÉ, 1969). Im vorliegenden Sedimentmaterial liegt der Anteil von linksgewundenen Formen bei 98-99 %.

Neben *N. pachyderma* konnten wenige Exemplare von *Globigerina bulloides* und ein Exemplar von *Globorotalia scitula* nachgewiesen werden.

Der foraminiferenreiche Kernabschnitt zwischen 413 und 451 cm Tiefe des Schwerelotes ist Bestandteil einer Turbidit-Sequenz. Die rasche Ablagerung der

Sedimentpartikel des Trübestromes in Wassertiefen unterhalb der Karbonat-kompensationstiefe verhinderte die Korosion der Kalkgehäuse. Zudem zeigte eine Aufteilung der Sandfraktion in einzelne Unterfraktionen eine Gradierung ("fining upwards"). Im basisnahen Bereich treten vorwiegend große, in der Umbilikalansicht 4- und 5-kammerige Formen von *N. pachyderma*, im Top dagegen kleine kompakte Morphotypen und Fragmente auf (Abb. 15).

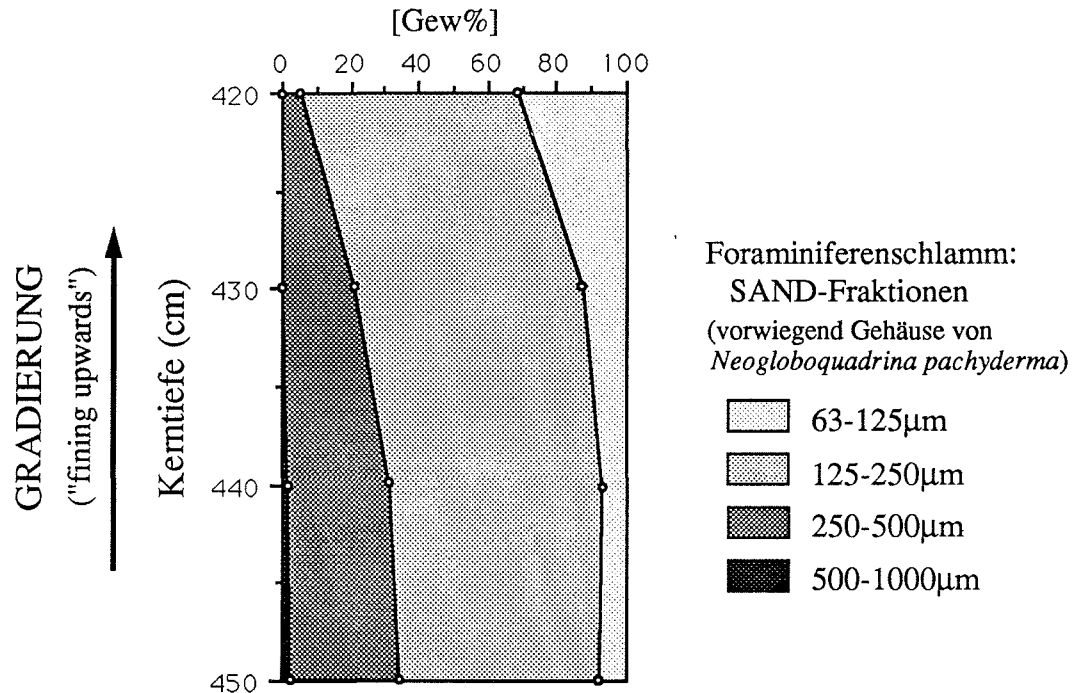


Abb. 15: Normale Gradierung von Komponenten der Sandfraktion in einer Foraminiferenschlamm-Lage aus 420 bis 450 cm Tiefe des Schwerelot-Kernes PS1823-6.

2.2.3.2 Kalkige benthische Foraminiferen

Die Vorkommen von kalkigen benthischen Foraminiferen korrelieren im wesentlichen mit den planktischen Foraminiferen und sind auf den unteren Bereich des Großkastengreifer-Kernes sowie auf die Kernabschnitte 20-50 cm und 410-480 cm des Schwerelotes beschränkt.

Die Gehalte erreichen maximal 7,2 % der Sandfraktion und liegen damit deutlich niedriger als die Anteile der planktischen Foraminiferen.

Im Bezug auf die Artenzusammensetzung zeigen sich zwischen den einzelnen Vorkommen zum Teil charakteristische Unterschiede.

So wird die Vergesellschaftung in den Abschnitten 40-50 cm des GKG-Kernes sowie 20-50 cm und 461-480 cm des SL-Kernes durch die beiden Arten *Nuttalides umbonifer* und *Epistominella exigua* dominiert.

Untersuchungen im östlichen Weddellmeer zeigen innerhalb der Taphozönose ein Vorherrschen von *Nuttalides umbonifer* zwischen der Karbonat-Lysokline (3500 m Wassertiefe) und der Karbonatkompensationstiefe (4000 m Wassertiefe) sowie eine Assoziation mit dem antarktischen Bodenwasser (MACKENSEN et al., 1990).

Die Erhaltung von kalkig-benthischen Foraminiferen dieser Vergesellschaftung im Abschnitt 461-480 cm steht vermutlich im Zusammenhang mit der hangenden Turbidit-Abfolge. Die rasche Überdeckung mit Sediment verhinderte die Auflösung der kalkigen Gehäuse, die in Wassertiefen unterhalb der CCD normalerweise bald nach dem Absterben der Foraminiferen erfolgt.

Die Artenzusammensetzung innerhalb der Turbidit-Sequenz zwischen 410-461 cm Kerntiefe wird dagegen durch die endobenthische Foraminifere *Trifarina angulosa* dominiert.

Diese Art ist im östlichen Weddellmeer kennzeichnend für strömungsreiche Bereiche auf dem Schelf, der Schelfkante und dem oberen Kontinentalhang in Wassertiefen zwischen etwa 500 und 1500 m (MACKENSEN et al., 1990).

Eine Herkunft der vorliegenden Turbidit-Abfolge aus einem Bereich nahe der Schelfkante ist somit wahrscheinlich.

2.2.3.3. Agglutinierende Foraminiferen

Die Verteilung der agglutinierenden Foraminiferen wird im bearbeiteten Kernmaterial stark von den diagenetischen Veränderungen ihrer Gehäuse gesteuert. Nach dem Tod der sandschaligen Foraminiferen wird die organische Agglutinierungssubstanz zersetzt, was in der Regel zum raschen Zerfall der Gehäuse führt.

An der Oberfläche des Großkastengreifer-Kernes erreichen die Anteile 12,4 %, im Top des Schwerelot-Kernes 3,0 % der Sandfraktion und gehen bereits im ersten Kernmeter auf Werte unter 1 % zurück.

Als relativ resistent gegen diagenetische Veränderungen zeigten sich die Gehäuse von *Cyclammina pusilla* (Taf. 1, Fig. 4). Die Gehalte von agglutinierenden Foraminiferen unterhalb von etwa 0,5 m Kerntiefe des Schwerelotes gehen überwiegend auf diese Art zurück. Die Gehäuse erreichen Größen bis 3 mm und sind zum Teil mit Mangankrusten überzogen.

Im östlichen Weddellmeer ist *Cyclammina pusilla* innerhalb der Taphozönose kennzeichnend für den unteren Kontinentalhang und die Tiefseebene (MACKENSEN et al., 1990). Insbesondere unterhalb der CCD dominieren Gehäuse dieser Art. Dies ist

auf die frühdiagenetische Auflösung der kalkig-benthischen Formen und den leichteren Zerfall der Gehäuse anderer agglutinierender Foraminiferenarten zurückzuführen.

2.2.3.4 Radiolarien

Radiolarien-Gehäuse stellen in der Sandfraktion den weitaus größten Anteil der kieseligen biogenen Komponenten. Im Großkastengreifer-Kern und dem oberen Abschnitt des Schwerelot-Kernes wird ihre Verteilung durch starke zyklische Schwankungen gekennzeichnet.

Die Gehalte liegen zwischen 0 und 86,9 % der Sandfraktion. Unterhalb von etwa 4 m Tiefe des Schwerelot-Kernes treten Radiolarien nur noch in geringer Anzahl auf. Mit zunehmender Kerntiefe steigt zudem der Anteil von angelösten Gehäusen.

Die primären vertikalen Häufigkeitsunterschiede, die auf einen unterschiedlich hohen Eintrag ins Sediment zurückgehen, werden somit durch diagenetische Lösungserscheinungen verändert.

Der Vergleich mit den aus den Smear Slides abgeschätzten Anteilen an biogenem Gesamttopal zeigt eine recht gute Korrelation der Befunde.

Die starken zyklischen Schwankungen können trotz diagenetischer Überprägung auf eine unterschiedlich hohe Exportproduktivität zurückgeführt werden. Dies zeigen auch Befunde aus regional angrenzenden Gebieten (GROBE, 1986a, b; GROBE et al., 1990).

Die Radiolarienvergesellschaftung wird durch *Cenosphaera* sp., *Spongotrochus glacialis*, *Actinomma* sp. und Formen der *Antarctissa denticulata* / *strelkovi* - Gruppe dominiert.

In oberflächennahen Kernabschnitten wurde das vereinzelte Vorkommen von *Saturnalis circularis* belegt. Diese Art ist als Zonenleitfossil charakteristisch für das Altpleistozän (pleistozäner Abschnitt der Matuyama-Epoche) (HAYS & OPDYKE, 1967). In der Sandfraktion eines siltreichen Horizontes aus 255 cm Kerntiefe konnten zudem Radiolarien miozänen und pliozänen Alters nachgewiesen werden (Dr. A. ABELMANN, mündl. Mitteilung).

Diese Ergebnisse belegen eine Umlagerung älterer Sedimente.

2.2.3.5 Diatomeen

Innerhalb der Sandfraktion des bearbeiteten Kernmaterials sind Diatomeen nur vereinzelt zu finden.

Eine Ausnahme bildet der Abschnitt zwischen 230 und 260 cm Tiefe des Schwerelot-Kernes. Hier erreichen die Gehalte maximal 28,8 % der Sandfraktion. Dieses ge-

häufte Vorkommen liegt in einer als distaler Turbidit interpretierten Silt-Lage (Kap. 3.1.2).

Schon bald nach dem Absterben der Diatomeen, die in der euphotischen Zone leben, kommt es während des Absinkens zum Meeresboden zu Lösungsprozessen an den Gehäusen (BROECKER & PENG, 1982). Hieraus resultiert eine generelle Abnahme der kieseligen Skelettelemente mit zunehmender Wassertiefe.

Diese Prozesse können das gehäufte Auftreten von Diatomeen innerhalb der Turbidit-Lage erklären, deren Sedimentkomponenten primär in flacherem Wasser, z.B. auf dem Kontinentalhang, abgelagert wurden.

Innerhalb der Zusammensetzung dieser fast durchwegs gut erhaltenen großwüchsigen Diatomeen dominieren Formen der Gattungen *Coscinodiscus*, *Thalassiosira* und *Asteromphalus* sowie die Art *Actinocyclus ingens*. Diese besitzen teilweise ein miozänes Alter (Dr. R. GERSONDE, mündl. Mitteilung).

Dieser Befund bestätigt, ebenso wie die Ergebnisse der Kap. 2.2.3.4 und 2.3.2 die Aufarbeitung und Umlagerung von älteren Sedimenten.

2.2.3.6 Schwammnadeln

Die Gehalte an Schwammnadeln schwanken zwischen 0 und 6 % der Sandfraktion; die durchschnittlichen Anteile betragen < 2 %. Zwischen der Häufigkeit von Schwammnadeln und dem Auftreten von Diatomeen und Radiolarien ist nur stellenweise eine positive Korrelation festzustellen.

Im Gegensatz zu den kieseligen Diatomeen- und Radiolarien-Gehäusen zeigen die Schwammnadeln kaum diagenetische Lösungserscheinungen. Damit unterbleibt auch eine generelle Abnahme der Gehalte mit zunehmender Kerntiefe.

2.3 ERGEBNISSE DER AUSWERTUNG DER SMEAR SLIDES

2.3.1 Lithologie der bearbeiteten Sedimente und Gehalte an biogenem Opal

Die Auswertung der Smear Slide - Dauerpräparate, die einen Überblick über die Sedimentzusammensetzung des gesamten Korngrößenspektrums liefern, ergab mit wenigen Ausnahmen ein recht einheitliches Bild (A.2 Kernbeschreibung).

Der überwiegende Teil der Sedimente zeigt feinklastisch-terrigenen Ausbildung und ist aufgrund geringer biogener Anteile als "mud" (siltiger Ton) einzustufen. "Diatom-bearing mud" (diatomeenführender siltiger Ton) ist lediglich in den

obersten Zentimetern der Sedimentkerne anzutreffen. Hier erreichen die Diatomeen-Gehalte Anteile von etwa 15 % am Gesamtsediment.

Die Lithologie der gröberklastischen, als Turbidite interpretierten, Sedimentlagen reicht von "sand", "sandy silt", "sandy mud" und "silt" bis hin zu "foraminiferal ooze" (Foraminiferen-Schlamm) mit Anteilen der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* von über 60 % am Gesamtsediment.

Der biogene Opal des Sedimentes setzt sich im wesentlichen aus Diatomeen (v.a. verschiedene *Nitschia*-Arten), daneben aber auch aus Schwammnadeln, Radiolarien und Silicoflagellaten zusammen.

Der rasche frühdiagenetische Abbau von Opal in den obersten Zentimetern der Sedimentoberfläche führt zusammen mit den Lösungsprozessen in der Wassersäule zu den generell geringen Gehalten an biogenem Opal, wie auch Untersuchungen an Oberflächensedimenten der Tiefsee des südlichen und östlichen Weddellmeeres zeigen (SCHLÜTER, 1990). Die auftretenden Schwankungen der Gehalte korrelieren recht gut mit den Ergebnissen der Grobfraktionsanalyse und belegen unterschiedliche Raten der Primärproduktion.

2.3.2 Biostratigraphische Datierung des Kernmaterials

An Smear Slide-Dauerpräparaten, die von Sediment aus dem Kernfänger sowie der Schnittflächen der Segmente des Schwerelot-Kernes PS1823-6 angefertigt wurden, erfolgten bereits auf FS "Polarstern" diatomeenstratigraphische Untersuchungen (Dr. R. Gersonde).

Das vorliegende Sediment kann dabei nur mit Vorbehalt datiert werden, da die Erhaltung der Diatomeen in allen untersuchten Proben schlecht ist und verbreitet umgelagerte stratigraphisch ältere Diatomeen anzutreffen sind.

Unterhalb von etwa 10 m Kerntiefe kommt vereinzelt *Actinocyclus ingens* vor, was für ein Alter von > 0,6 Millionen Jahre sprechen kann (FÜTTERER et al., in Vorb.; GERSONDE & BURCKLE, im Druck).

2.4 BIOTURBATION

Der überwiegende Teil des vorliegenden Sedimentes zeigt auffällig hohe Bioturbationsraten (A.2 Kernbeschreibung). Im Schwerelot-Kern PS1823-6 ist mit zunehmender Kerntiefe generell eine Abnahme des Bioturbationsgrades zu beobachten. Die Kompaktion des Sedimentes führte hier vermutlich zum Verschließen unverfüllter Bauten, die dann beim Auswerten der Radiographien nicht mehr zu erkennen sind.

Die niedrigsten Bioturbationsraten finden sich innerhalb der Turbidit-Lagen. Bei der raschen Ablagerung der Trübestrome kam es zur Überdeckung und Absterben der spurenerzeugenden Organismen.

Die Spurenvergesellschaftung entspricht einer *Nereites*-Ichnofazies (SEILACHER, 1967). Die Diversität ist gering. *Chondrites* stellt neben *Planulites* den häufigsten Spurentyp dar. Zusätzlich treten seltener *Teichichnus* und *Zoophycos* auf. Die an der Sediment-Wassergrenze erzeugten Pascichnia (z.B. *Nereites*, *Helminthoida*) und Agrichnia (*Paleodictyon*, *Cosmoraphe*), die für diese Ichnofazies charakteristisch sind, konnten nicht nachgewiesen werden. Dieser Sachverhalt ist auf die ständige biogene Homogenisierung der obersten Zentimeter des Meeresbodens zurückzuführen. Im Sediment werden somit lediglich die Spuren der tiefer infaunal lebenden sedimentfressenden Organismen (Fodinichnia) überliefert (EKDALE et al., 1984).

Chondrites bildet in den feinkörnigen Sedimenten ("muds") die Hintergrund-Bioturbation. Die verzweigten Gänge erreichen Durchmesser von ca. 0,5 bis 2 mm. Im Schwerelotkern 1823-6 ist unterhalb von etwa 400 cm Tiefe eine teilweise Mineralisierung von *Chondrites*-Bauten mit Mikromanganknollen festzustellen (Kapitel 2.2.2.1).

In den gröberklastischen Horizonten fehlt *Chondrites* vollständig.

Planulites liegt in Form von meist horizontal bis subhorizontal im Sediment verlaufenden Gängen vor und ist leicht an seinen runden oder ovalen Querschnitten (etwa 0,5 bis 3 cm Durchmesser) zu erkennen. Die unverzweigten Gänge zeigen häufig Anlagerungsgefüge an ihrer Innenwandung sowie Reduktionshöfe.

Planulites ist im Großkastengreiferkern 1823-1 und im Schwerelotkern 1823-6 über die gesamte Kernlänge anzutreffen, zeigt aber Lagen im dm-Bereich mit gehäuftem Auftreten. Diese lassen sich jedoch keiner bestimmten Lithologie zuordnen.

Teichichnus zeigt im Querschnitt durchschnittlich 0,5 cm breite und maximal 5 bis 10 cm lange Spreiten-Bauten, die vertikal im Sediment verlaufen.

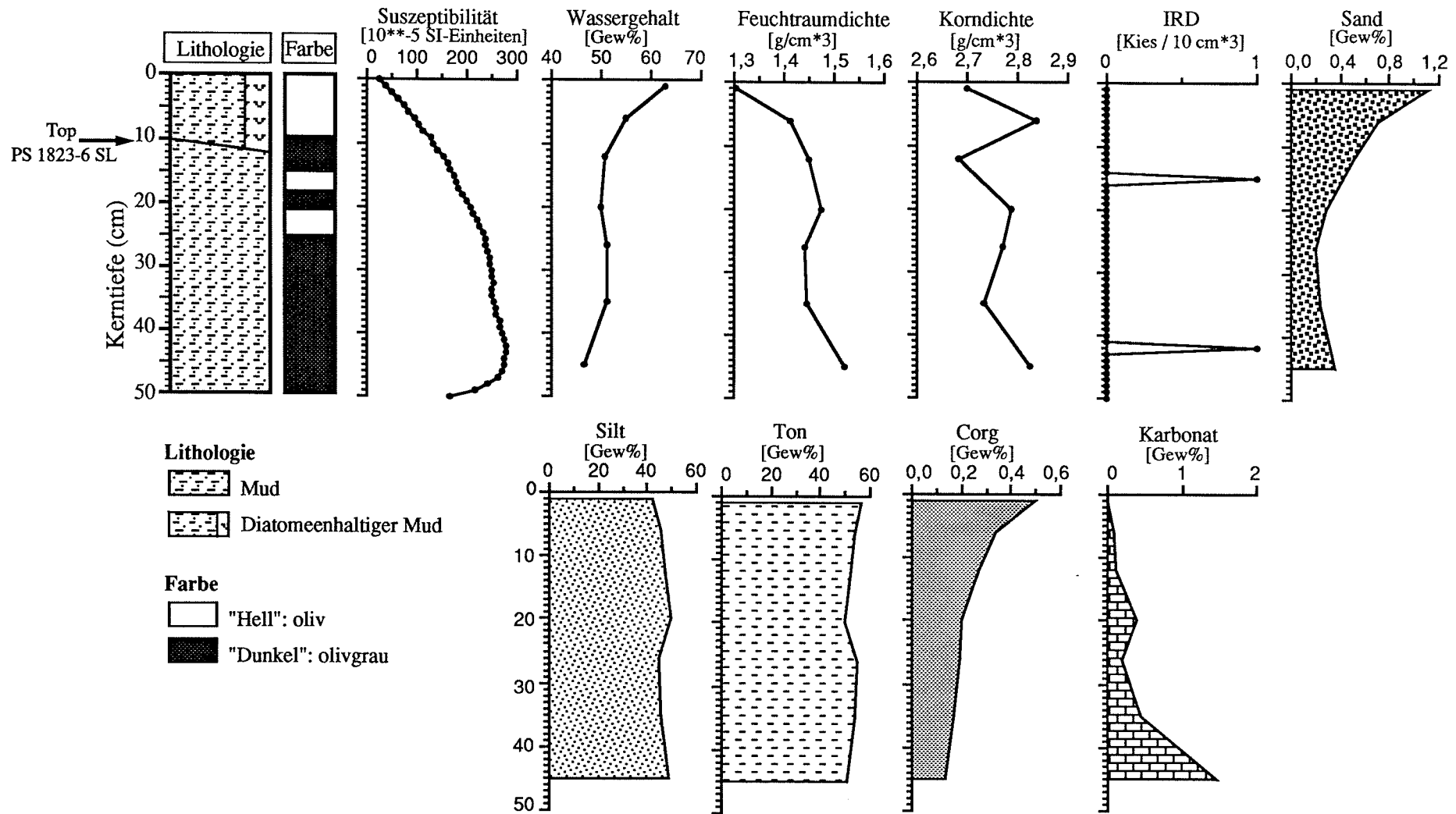
Entsprechende Spuren, die diesem Typ zugeordnet werden konnten, finden sich gelegentlich im Großkastengreifer-Kern PS1823-1 und im Schwerelot-Kern PS1823-6, verteilt über die gesamte Kernlänge.

Zoophycos ist an seinen 0,5 bis 1 cm breiten horizontal bis subhorizontal verlaufenden Freßbauten zu bestimmen, die sich meist über die gesamte Kernbreite erstrecken. Spreiten sind nur gelegentlich angedeutet.

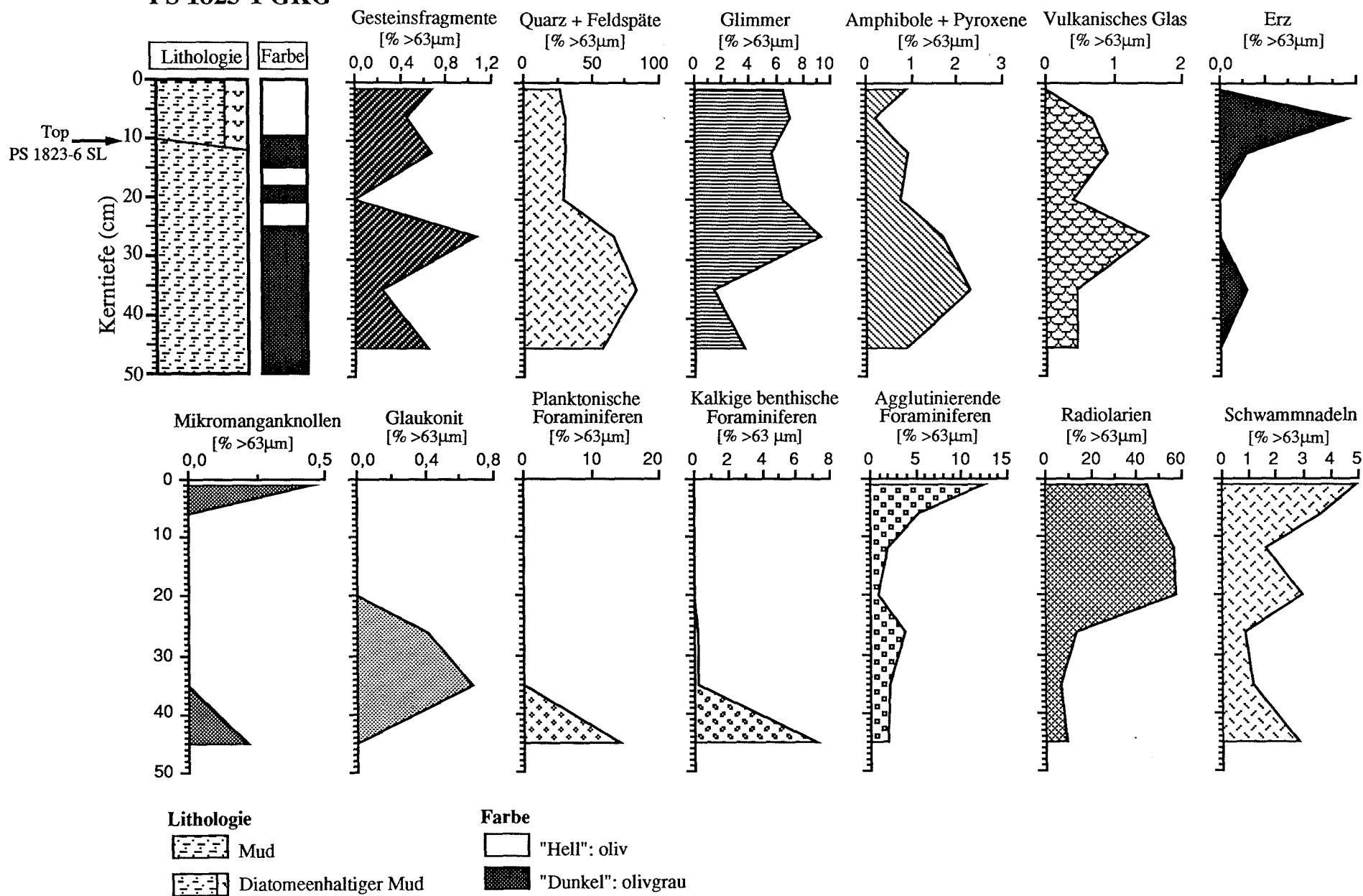
Zoophycos tritt im bearbeiteten Sedimentmaterial nur sporadisch auf. Eine Ausnahme bildet eine Häufung von Spuren dieses Typs innerhalb des Schwerelot-Kernes PS1823-6 bei 260-270 cm Tiefe im Liegenden einer 7 cm mächtigen Silt-Lage.

2.5 ZUSAMMENSTELLUNG DER ERGEBNISSE PS 1823-1 GKG

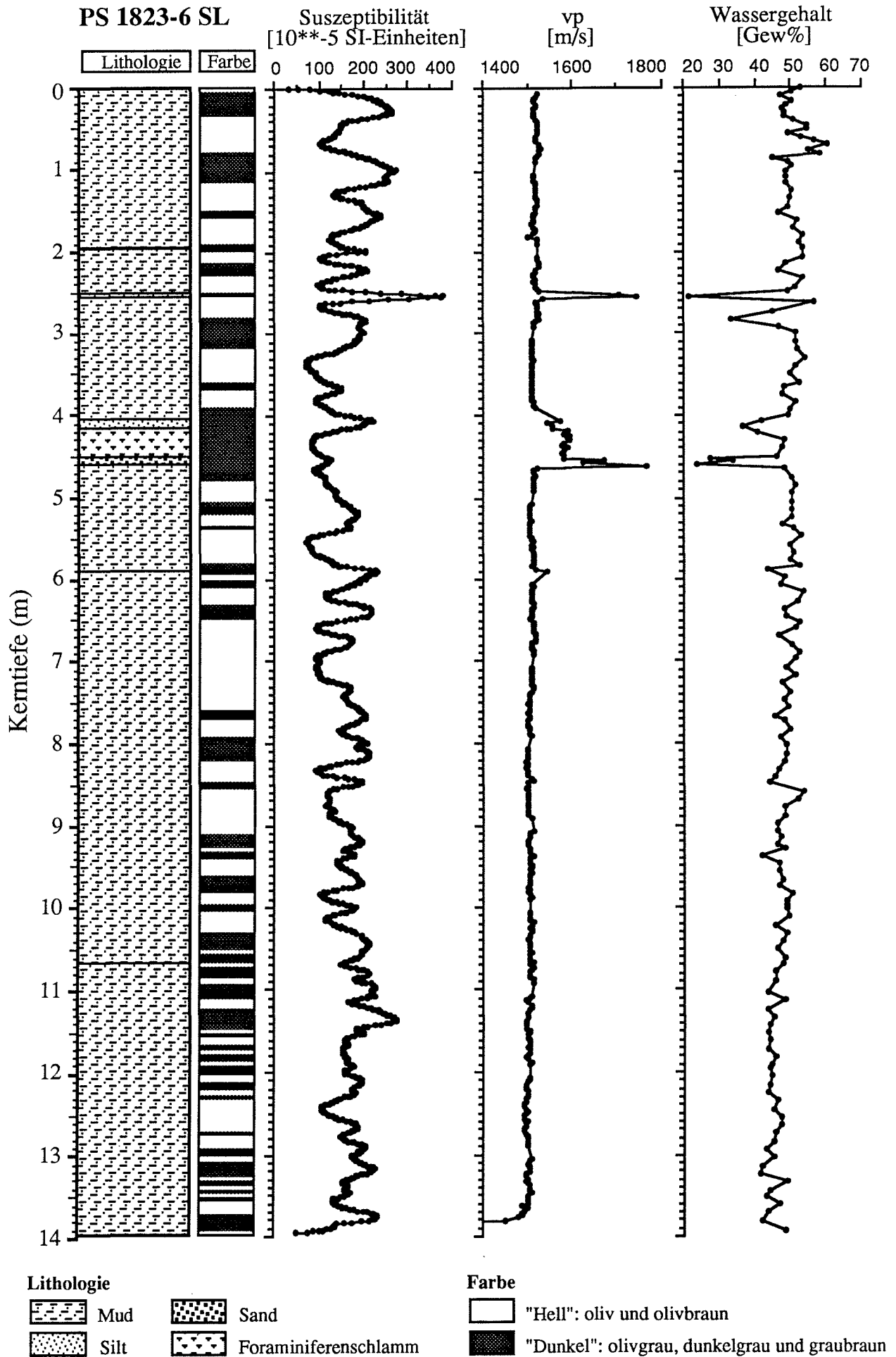
PS 1823-1 GKG

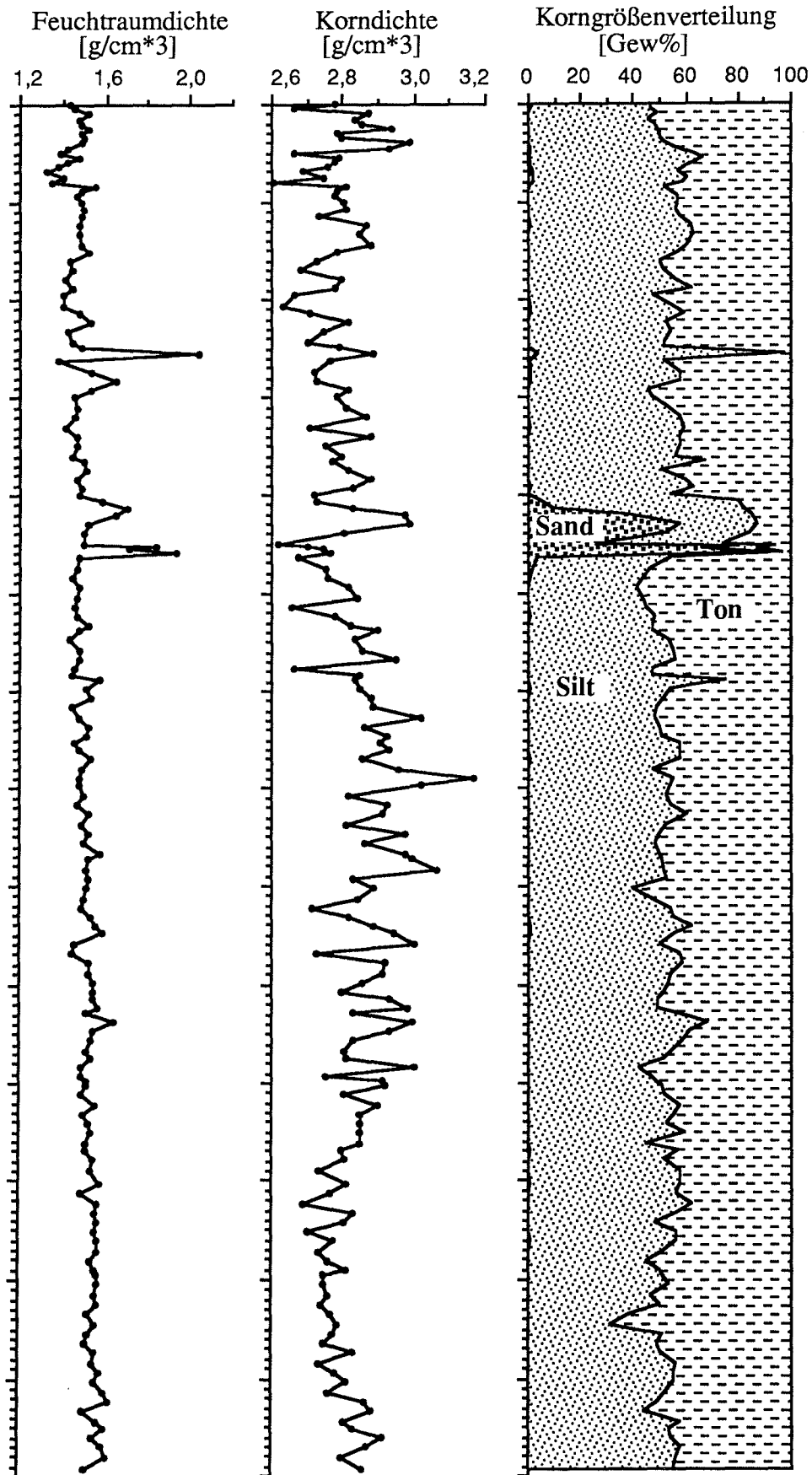


PS 1823-1 GKG

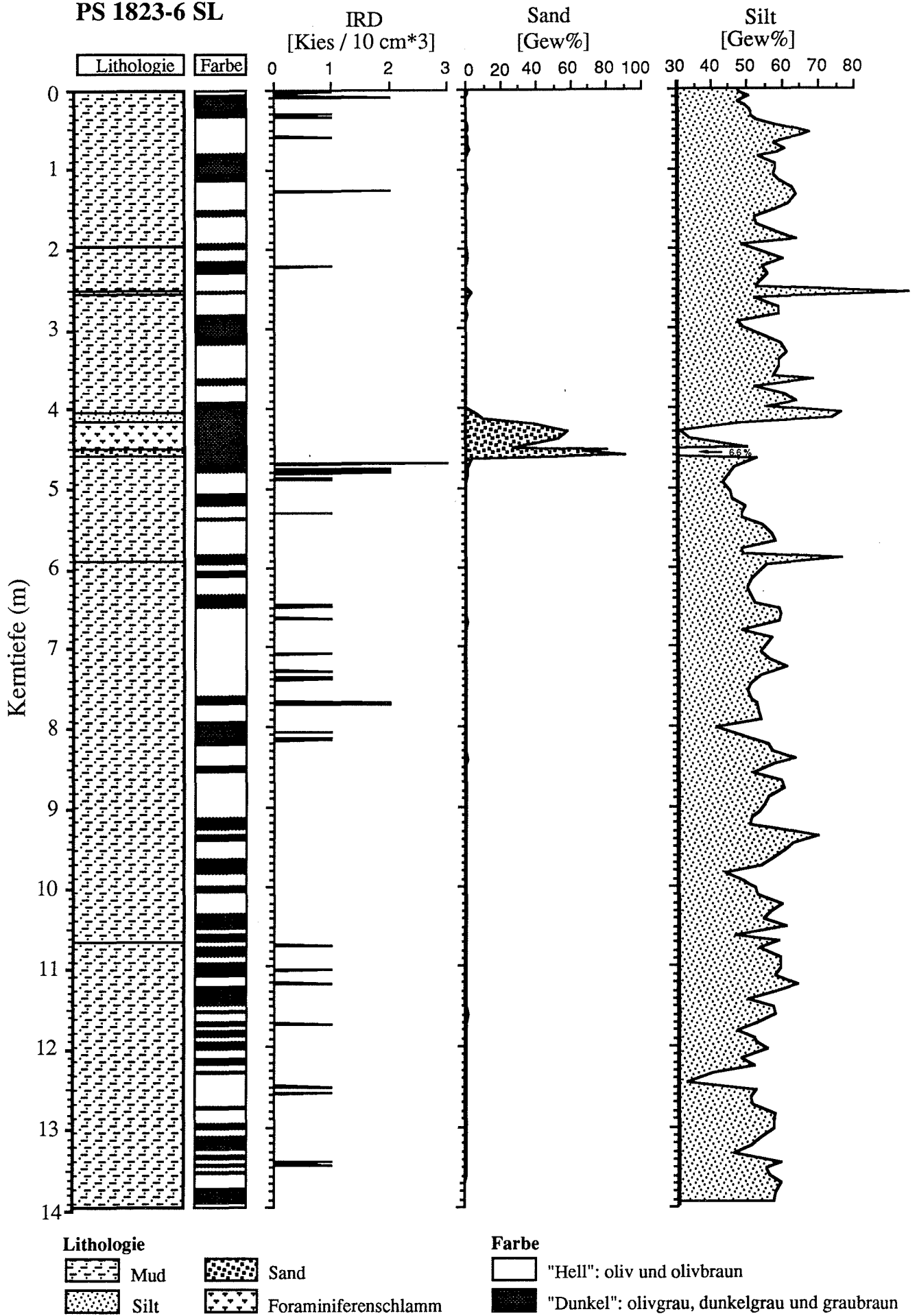


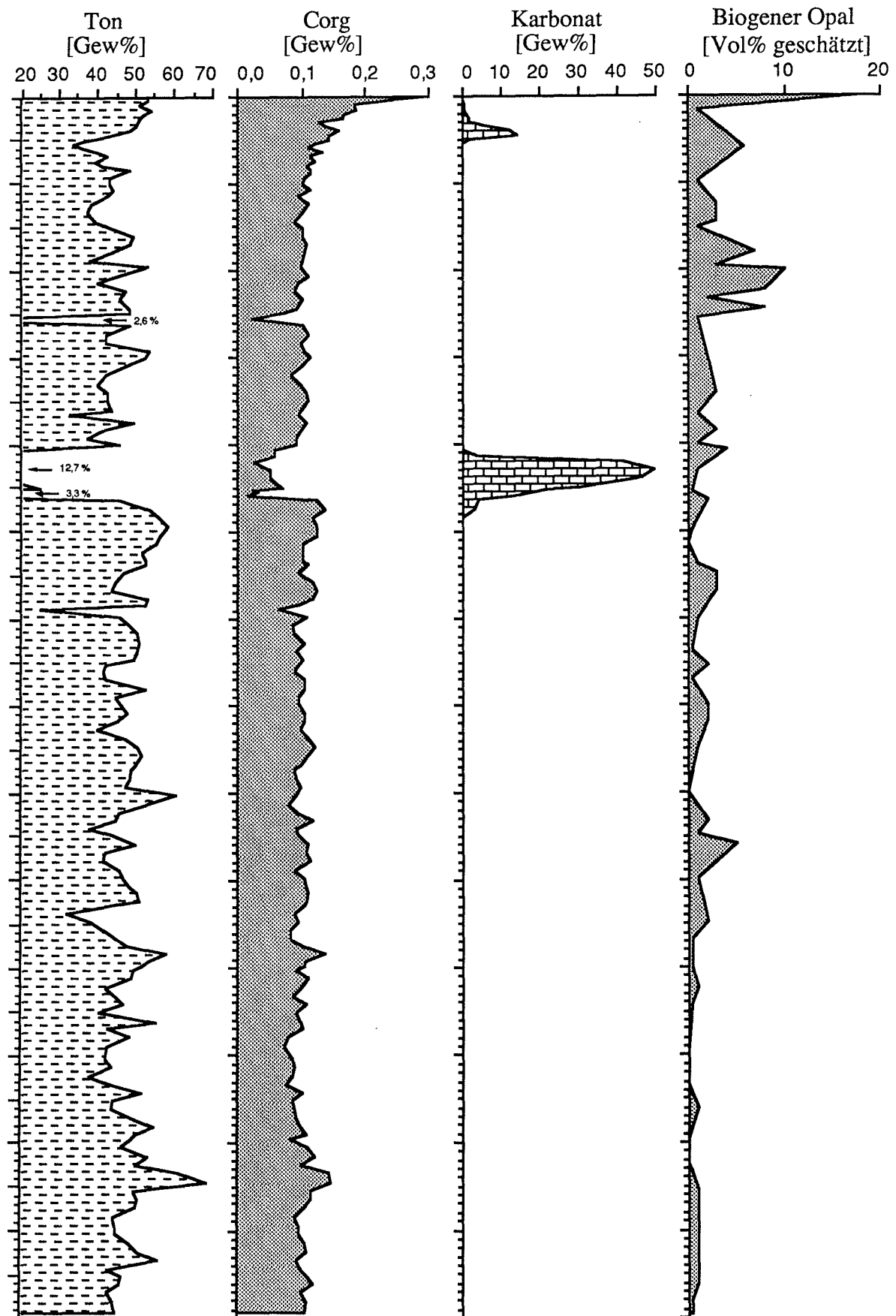
2.6 ZUSAMMENSTELLUNG DER ERGEBNISSE PS 1823-6 SL

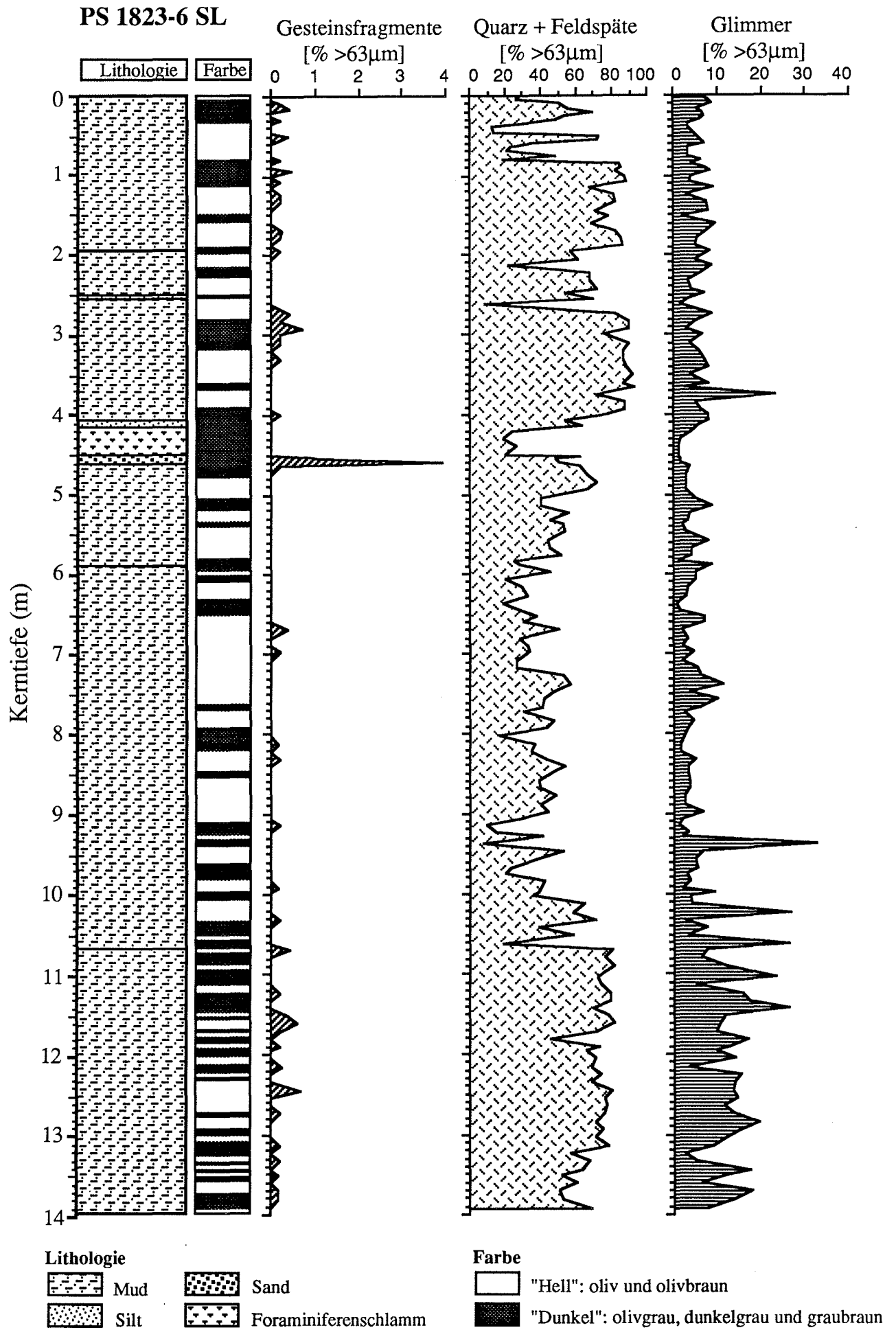


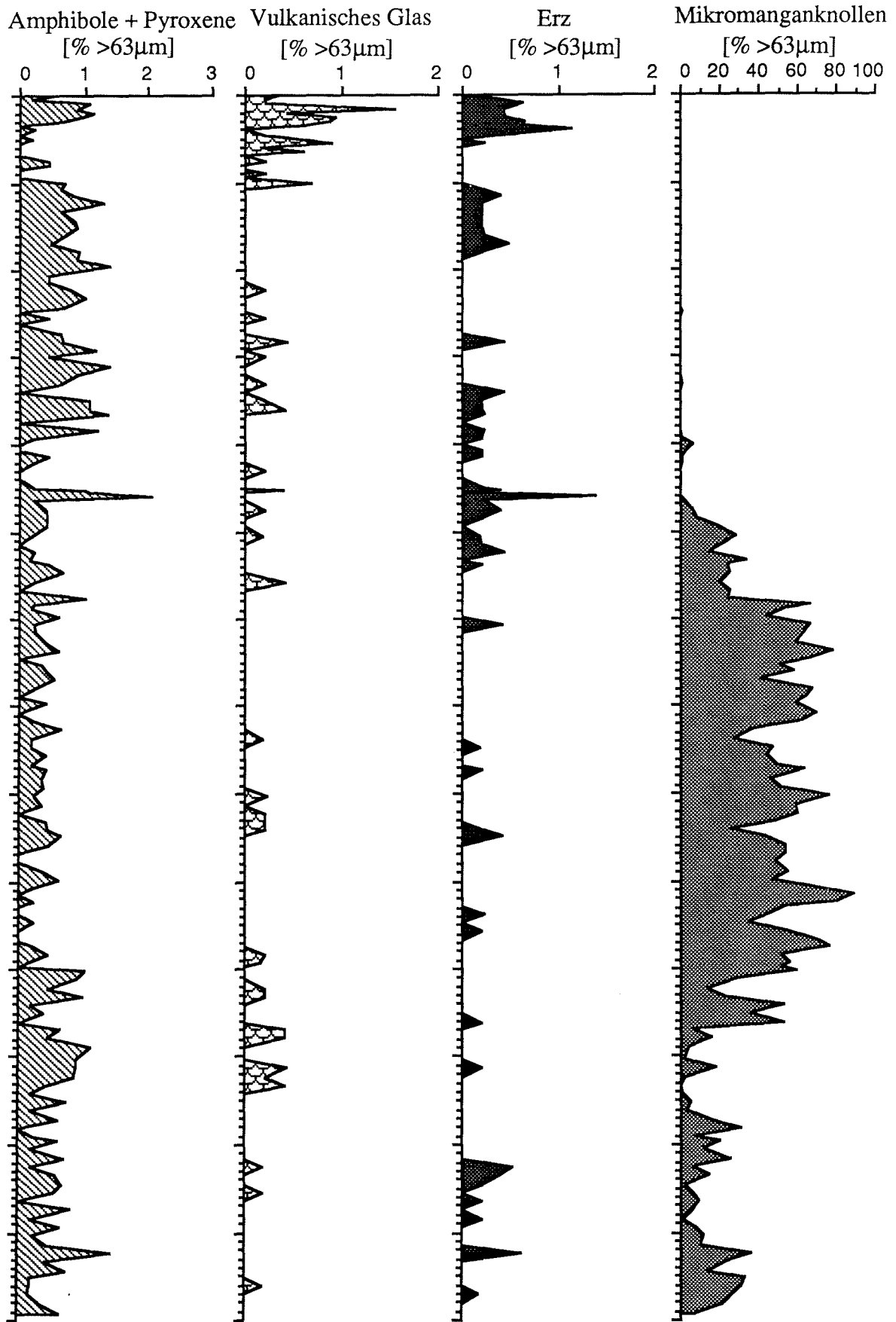


PS 1823-6 SL

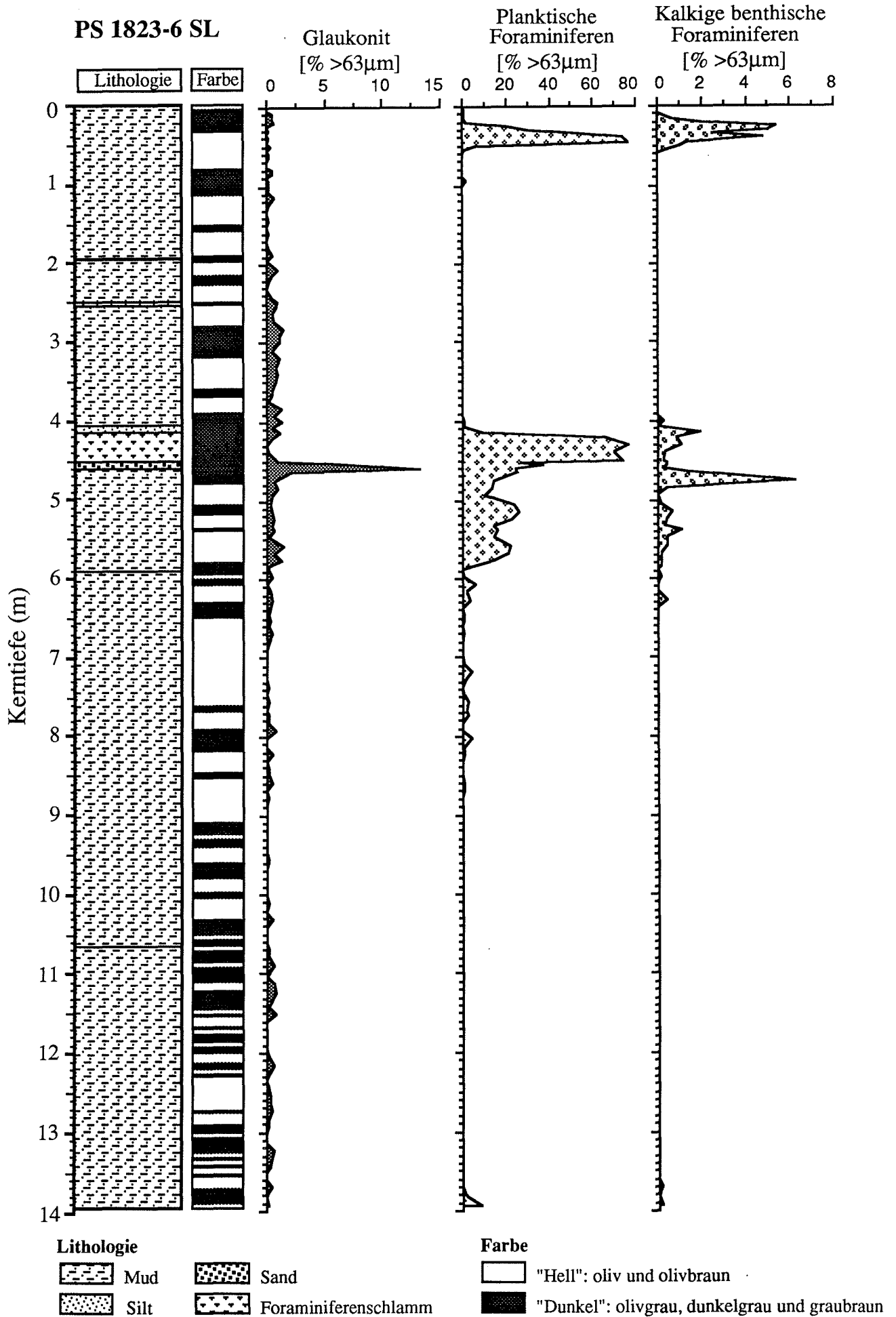


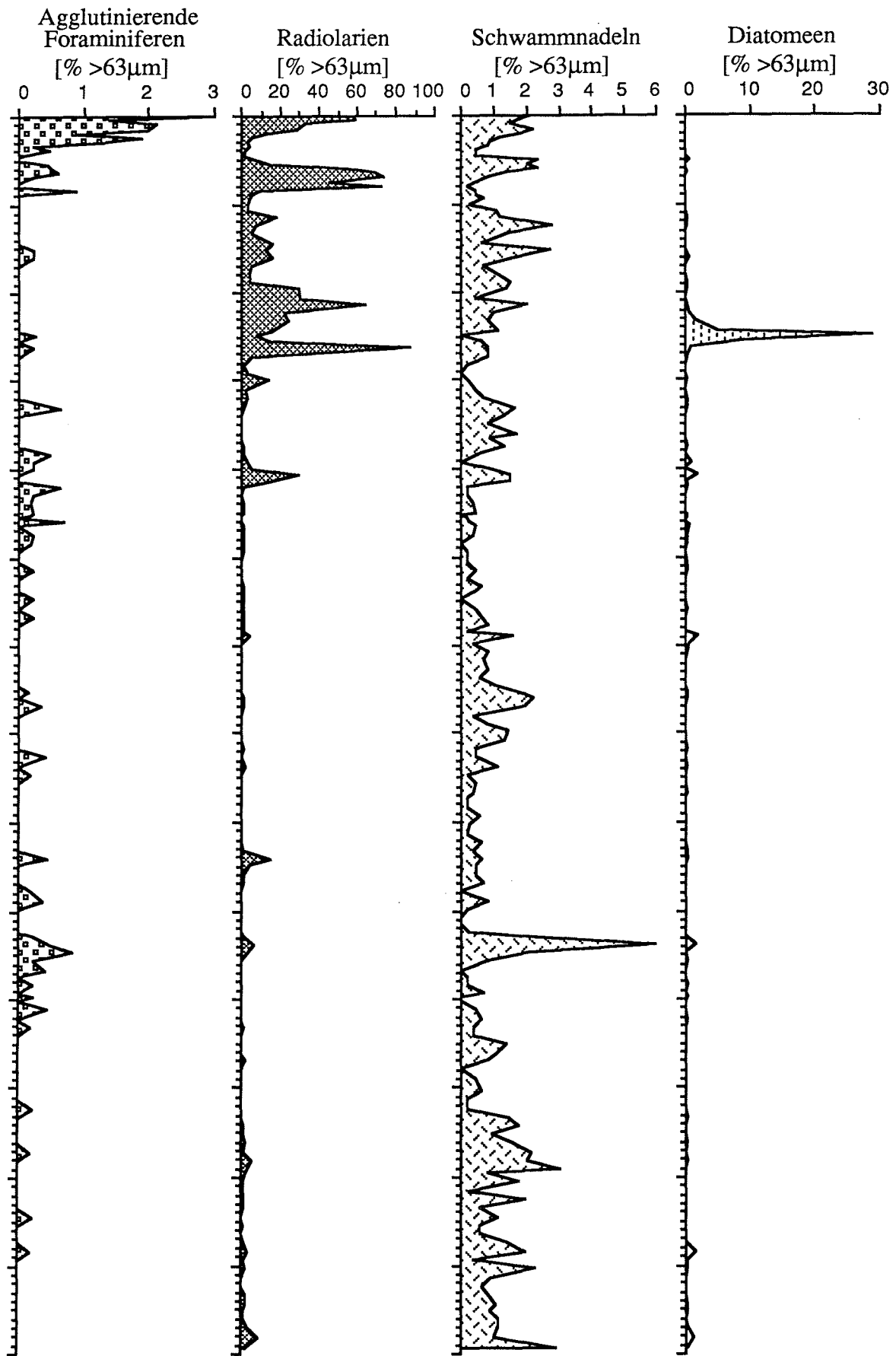






PS 1823-6 SL



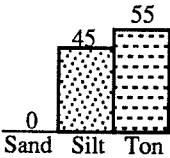
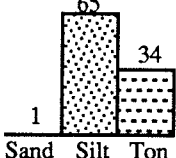


3 INTERPRETATION

3.1 FAZIES-GLIEDERUNG DER SEDIMENTE

3.1.1 Glazial- und Interglazial-Fazies

Die dargestellten und diskutierten Ergebnisse sowie der Vergleich mit Befunden anderer Autoren (GROBE, 1986 a,b; PUDSEY et al., 1988; EHRMANN & GROBE, im Druck) lassen eine klimatisch begründete Interpretation des zyklischen Verlaufs verschiedener sedimentphysikalischer und sedimentologischer Parameter zu. Demnach kann innerhalb der hemipelagischen Sedimente (Normal-Fazies) eine "Glazial"-Fazies von einer "Interglazial"-Fazies abgegrenzt werden.

	<u>"Glazial"-Fazies</u>	<u>"Interglazial"-Fazies</u>
Lithologie:	"mud"	"mud" und "diatom-bearing mud"
Farbe:	"dunkel" (olivgrau)	"hell" (oliv, olivbraun)
Suszeptibilität:	hoch	niedrig
Sand/Silt/Ton (maximal):	 <p>0 Sand 45 Silt 55 Ton</p>	 <p>1 Sand 65 Silt 34 Ton</p>
Biogener Opal:	0-3 %	5-18 %
Radiolarien:	1-5 %/Sand	20-70 %/Sand
Kalkige Foraminiferen:	0 %/Sand	0-80 %/Sand
Turbidite:	regelmäßig	selten

Tab. 1. Kennzeichnende Unterschiede zwischen "Glazial"- und "Interglazial"-Fazies im Großkastengreifer-Kern PS1823-1 und den oberflächennahen Metern des Schwerelot-Kernes PS1823-6.

Diagenetische Prozesse, insbesondere die Lösung biogenen Opals, schwächen mit zunehmender Kerntiefe die charakteristischen Unterschiede zwischen beiden Fazies-Typen ab.

Das Sedimentgefüge der hemipelagischen Sedimente ist sowohl in der "Glazial" als auch in der "Interglazial"-Fazies durch hohe Bioturbationsraten und das Fehlen von Schichtung und Lamination gekennzeichnet.

Olivbraun gefärbte Abschnitte treten im Schwerelot-Kern vor allem am Übergang zwischen oliven und olivgrauen Bereichen auf. Sie repräsentieren vermutlich eine Übergangsphase zwischen warm- und kaltzeitlicher Sedimentation. Aufgrund der geringen Unterschiede zur "Interglazial"-Fazies ist die Ausscheidung einer eigenen "Übergangs"-Fazies jedoch nicht sinnvoll.

3.1.2 Turbidit-Fazies

Innerhalb der Turbidit-Fazies lassen sich bis zu 9 distale Turbidite (196-199, 250-257, 577-592, 801-807, 936-940, 1062-1067, 1183-1186, 1294-1298, und 1379-1382 cm Kerntiefe) von einer proximalen Bouma-Abfolge (404-461 cm Kerntiefe) abgrenzen.

Die 3-15 cm mächtigen distalen Turbidit-Lagen besitzen stets eine feine regelmäßige Parallelschichtung (Lamination), wobei siltreiche Laminae mit tonreichen Laminae abwechseln. In den meisten Fällen ist eine scharfe Untergrenze festzustellen. Eine deutliche Gradierung fehlt; Mikrorippeln wurden in wenigen Horizonten angetroffen. Erhöhte Suszeptibilitäts-Werte lassen sich auf einen höheren Anteil magnetischer Mineralkörner in der Siltfraktion zurückführen, die auch makroskopisch in der Regel zu einer gegenüber den hemipelagischen Sedimenten dunkleren Farbe führen. STOW & BOWEN (1978, 1980) beschreiben feinkörnige laminierte Turbidit-Lagen vom Scotia-Kontinentalrand. Diese weisen im Verlauf der Abfolge eine generelle Abnahme der Korngrößen und der Dicken der Silt-Laminae auf. Die regelmäßige Mud/Silt-Lamination resultiert aus Sortierungsvorgängen bei der Ablagerung. Infolge erhöhter Scherung in der untersten Lage der Trübestrome ("Bottom Boundary Layer") kommt es zur Trennung und raschen Sedimentation der Silt- und Tonpartikel.

STOW & SHANMUGAN (1980) untersuchten zahlreiche feinkörnige Turbidite und stellten eine Standard-Sequenz auf, die im Idealfall 9 Untereinheiten (T₀-T₈) umfaßt. Sie entspricht etwa den T_(c)de-Abschnitten der von BOUMA (1962) für sandige Turbidite erstellten Abfolge. Viele der registrierten Turbidite sind nur 2-5 cm dick und besitzen selten die vollständige Sequenz an Strukturen. Die oberen Abschnitte T₄-T₈ sind dabei insbesondere außerhalb von Canyons auf "Levees", Regionen zwischen den Canyons und der Tiefsee-Ebene anzutreffen.

Zu einem ähnlichen Ergebnis kommt auch MUTTI (1977), der in Turbiditen außerhalb von Channels vorwiegend die Bouma-Sequenzen T_d-e oder T_c-e und nur seltener T_b-e oder T_a-e feststellt.

Die in den vorliegenden Sedimenten registrierten Horizonte ähneln in ihrer Ausbildung den T₄-T₈-Abschnitten von STOW & SHANMUGAN (1980) bzw. den T_d-e-Abschnitten von BOUMA (1962) und können somit als "spill over"-Turbidite interpretiert werden.

Im Gegensatz hierzu weist die Bouma-Abfolge (404-461 cm) einen deutlich proximalen Charakter auf. Die Basis der Abfolge ist scharf und eindeutig erosiv. Gegen einen hohen Erosionsbetrag spricht jedoch das Vorkommen von nicht gelösten autochthonen kalkig-benthischen Foraminiferen in den liegenden hemipelagischen Sedimenten (Kap. 2.1.6, 2.2.3.2).

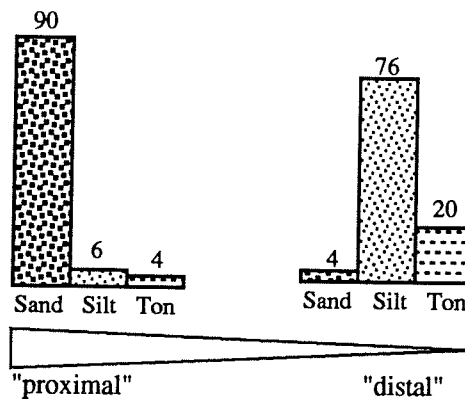
VAN DER LINGEN (1969) und HSÜ (1989) zeigen, daß sandige Turbidit-Abfolgen in den meisten Fällen nicht der idealen Bouma-Sequenz entsprechen. Im vorliegenden Fall erscheint dennoch eine Korrelation mit den von BOUMA (1962) festgestellten Abschnitten "Ta-d" sinnvoll (Abb. 16).

Lithologie: Sand, sandy silt, silt, sandy mud, mud

Farbe: olivgrau, graubraun, dunkelgrau

Suszeptibilität: hoch bis sehr hoch

Sand/Silt/Ton:



Biogene Komponenten: allochton: Foraminiferen, Radiolarien, Diatomeen, Bryozoen, Ostracoden

Sedimentgefüge: Gradierung ("fining upwards")(proximal), Lamination (proximal und distal), geringe bis fehlende Bioturbation (proximal), Schrägschichtung (proximal), scharfe erosive Basis (proximal und distal)

Tab. 2: Charakteristische Merkmale von Turbidit-Lagen im Schwerelot-Kern PS1823-6.

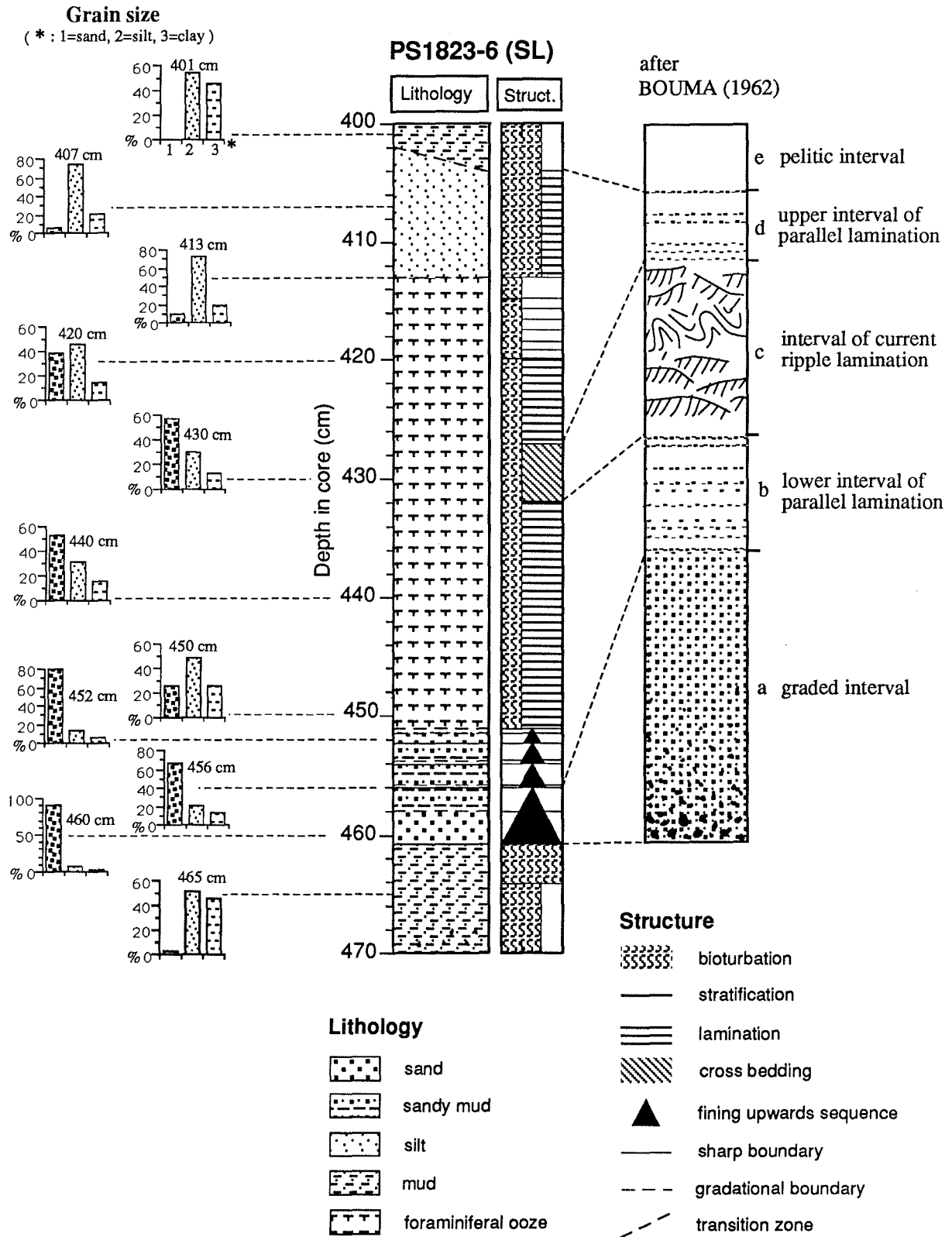


Abb. 16: Vollständige Bouma-Sequenz im Schwerelot-Kern 1823-6.

Die Bioturbationsraten sind in den vorliegenden Turbiditen im allgemeinen reduziert. Die rasche Überdeckung bei der Ablagerung der Trübestrome sowie das veränderte Substrat führte hier vermutlich zum Absterben eines Großteils der spurenerzeugenden Tiefsee-Organismen. Senkrechte Gänge im zentralen Abschnitt der Bouma-Abfolge können als Fluchtspuren von Tieren gedeutet werden, beim Versuch in ein für sie günstigeres Milieu vorzustoßen.

3.2 BODENWASSER-ZIRKULATION

Die geringen zyklischen Schwankungen der Silt- und Tongehalte innerhalb der hemipelagischen Sedimente weisen auf einen wechselnden Einfluß bodennaher Strömungen hin. Während der Ablagerung der "Interglazial"-Fazies führte eine leicht verstärkte Bodenströmung vermutlich über "winnowing"-Prozesse zur Abreicherung der Tonfraktion und damit zur relativen Anreicherung der Siltfraktion. Für die Ausbildung des erforderlichen Strömungsmusters stehen im wesentlichen zwei Erklärungs-Möglichkeiten zur Diskussion (Abb. 17).

1.) Der in der Einführung dieser Arbeit erläuterte AABW-Bildungsmechanismus im Weddell- und Rossmeer könnte in abgeschwächter Form auch im Bereich des Riiser-Larsenmeeres, im Zusammenhang mit dem geringer dimensionierten Schelfeis entlang der Prinzessin-Ragnhild-Küste, zum Tragen kommen.

Die AABW-Neubildung zeigt eine Abhängigkeit von Klimaschwankungen, die die thermohaline Zirkulation unter dem Schelfeis beeinflussen. In Warmzeiten, bei erhöhtem Meeresspiegel und aufschwimmendem Schelfeis wird die Bildung von ISW (Eisschelfwasser) verstärkt, in Kaltzeiten, bei erniedrigtem Meeresspiegel und auf dem Schelf aufliegendem Schelfeis, aufgrund der unterbundenen Zirkulation verringert (FOLDVIK & GAMMELSRØD, 1988; PUDSEY et al. 1988; MELLES, 1990; EHRMANN & GROBE, im Druck).

2.) Eine weitere Ursache für das im untersuchten Sediment gespeicherte Strömungsmuster könnte in einem nach SW gerichteten randlichen Ausläufer des Weddellwirbels begründet sein, der die Zirkulation im Einzugsbereich des Riiser-Larsenmeeres, mit Astrid- und Gunnerus-Rücken als morphologische Barrieren, bestimmt.

Der Weddellwirbel wird durch das Zusammenwirken von Ost- und Westwinden angetrieben (GORDON et al., 1981). Die weitflächige und ganzjährige Meereisbedeckung, die für Kaltzeiten angenommen wird (COOKE & HAYS, 1982), hatte eine eingeschränkte Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meerwasser zur Folge. Dies dürfte eine deutliche Abschwächung des zyklonalen Wirbelsystems bewirkt haben. PUDSEY et al. (1988) bestätigen für Glazialzeiten die Existenz einer

abgeschwächten Weddellwirbel-Zirkulation. BURCKLE (1984 b) geht dagegen, aufgrund einer generell verstärkten atmosphärischen Zirkulation in Kaltzeiten, von einer Intensivierung des Weddellwirbels aus.

Zusammenfassend erscheint die Kontrolle der Silt/Ton-Verhältnisse über den AABW-Bildungsprozess am wahrscheinlichsten. Eine windgetriebene südwestliche Strömung im Riiser-Larsenmeer, die als abgeschwächter Ausläufer des Weddellwirbels anzusehen wäre, dürfte vermutlich auf oberflächennahe Wassermassen beschränkt sein und somit keinen Einfluß auf die Bodenwasserzirkulation ausüben.

HUANG et al. (1982) und WATKINS & KENNETT (1982) stellten aufgrund sedimentologischer Untersuchungen an Sedimentkernen aus dem Südpazifik sowie dem südlichen Tasmanischen und Australischen Becken einen Zusammenhang zwischen verstärkter Bodenwasserströmung und Manganknollen-Bildung fest.

Eine Verbindung zwischen dem Vorkommen von Mikromanganknollen unterhalb von 4 m Tiefe des bearbeiteten Schwerelot-Kernes und einer generell gesteigerten Bodenwasser-Zirkulation wäre demnach denkbar. Diese Vermutung wird jedoch bei Einbeziehung der strömungsanzeigenden Ton/Silt-Verhältnisse nicht bestätigt.

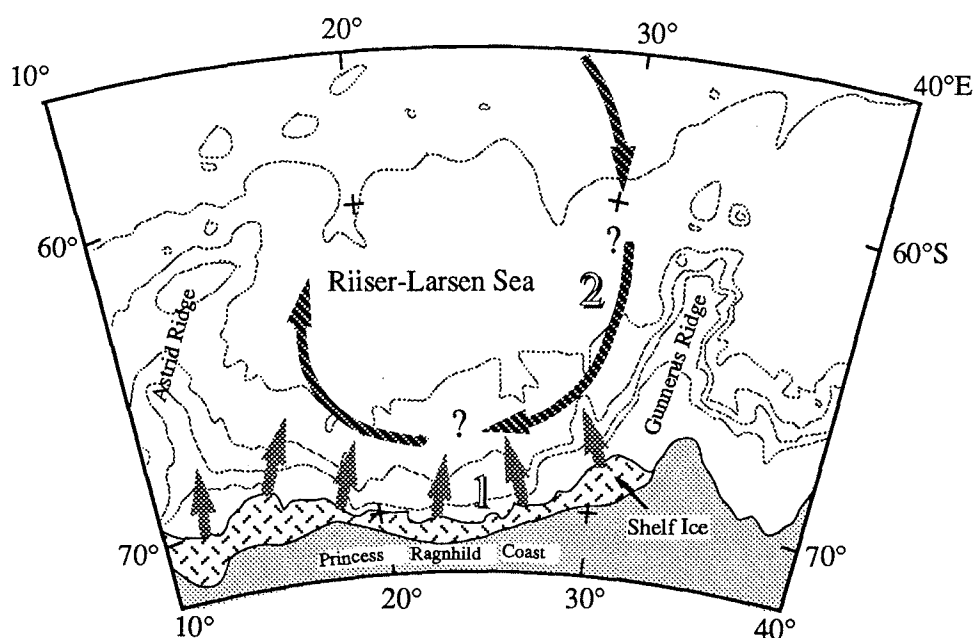


Abb. 17: Schematische Rekonstruktion möglicher Strömungsverhältnisse, die die Verteilung von feinklastischen Sedimentpartikeln in der Tiefsee des Riiser-Larsenmeeres kontrollieren. 1 = AABW-Bildung durch kaltes modifiziertes Schelfwasser, das in die Tiefsee abströmt. 2 = östlicher Ausläufer des Weddellwirbels.

3.3 TRÜBESTROM-TRANSPORT

Im Bodenwassersstrom suspendierte Silt- und Tonpartikel, die im Bereich der Kernposition PS1823 abgelagert wurden, bauen das untersuchte Sediment zu einem überwiegenden Anteil auf.

Demgegenüber belegen eine vollständige Bouma-Abfolge sowie mehrere dünne, gegenüber den hemipelagischen Ablagerungen silt- und sandreichere, laminierte Sedimente ein deutlich höherenergetisches Strömungsregime. Diese Horizonte können als proximale und distale Turbidite interpretiert werden (Kap. 3.1.2) und sind vorwiegend in die dunkle "Glazial"-Fazies eingeschaltet.

ELVERHØI (1981), GROBE (1986 a,b), VORREN et al. (1988) und MELLES (1990) zeigen, daß die Grundlinie arktischer und antarktischer Schelfeise in Glazial-Zeiten, infolge des Meeresspiegelabfalls und der Mächtigkeitszunahme des Eises, bis an die Schelfkante progradieren kann. Dies führt im Bereich des oberen Kontinentalhangs zu einem vermehrten Eintrag von aufgearbeiteten und eistransportierten Schelfsedimenten. Durch die Sedimentfracht erzeugte Instabilitäten können über Rutschungen zur Auslösung von Trübeströmen führen, die einen raschen gravitativen Sedimenttransport in die Tiefsee ermöglichen (VORREN et al., 1988; MELLES, 1990; EHRMANN & GROBE, im Druck).

WRIGHT et al. (1983) nennen submarine Canyons als wichtige Strukturen für den Trübestrom-Transport vom antarktischen Kontinentalhang bis in die anschließenden Tiefsee-Ebenen. Die Turbidit-Sedimentation setzte im frühen Miozän mit der fortschreitenden Vereisung der Antarktis ein und stellt seitdem einen wichtigen Prozess für die gravitative Umlagerung grobklastischer glaziomariner Sedimente im antarktischen Raum dar.

Innerhalb von Trübeströmen führen hydrodynamische Sortierprozesse zur Anreicherung von feinkörnigem Sedimentmaterial am Top und Hinterende der abfließenden Suspensionswolken. Bei sehr großen kanalisierten Strömen kann dieser vorwiegend siltig-tonige Anteil über den Rand der Canyons nach außen abfließen und gelangt auf den "Levees" und den Bereichen zwischen den Canyons zur Ablagerung (STOW & BOWEN, 1980). Die Nähe der Kernposition PS1823 zu einem Ausläufer des Ritscher-Canyons legt somit eine Beziehung zwischen dieser extremen Erosionsstruktur und den im bearbeiteten Kernmaterial registrierten Turbiditen nahe. Stratigraphisch ältere, teilweise miozäne, Diatomeen und Radiolarien, die gehäuft in einer distalen Turbidit-Lage (250-257 cm Kerntiefe) anzutreffen sind, erhärten diese Vermutung. Sie wurden wahrscheinlich durch abfließende Trübestrome im Canyon erodiert und kamen in den seitlich angrenzenden Bereichen wieder zur Ablagerung.

Der Querschnitt des Ritscher-Canyons läßt im Bereich der Aufgabelung eine Asymmetrie erkennen, wobei an der westlichen Seite eine Übertiefung und verstärkte "Levee"-Bildung festzustellen sind (FÜTTERER et al., in Vorb.; Abb. 4, 5). Ursache hierfür stellen vermutlich kanalisiert abfließende Bodenwassermassen und Trübestrome dar, die durch die einwirkende Corioliskraft nach Westen abgelenkt wurden und somit insbesondere an dieser Seite zur Erosion und anschließenden Sedimentation führten.

Als Liefergebiet für Turbidite des Riiser-Larsenmeeres kommt auch der Gunnerus-Rücken in Frage, der östlich der Kernposition liegt. Mikropaläontologische und sedimentologische Befunde (Foraminiferen-Vergesellschaftung, Bryozoenreste, gröberklastische terrigene Partikel) sprechen jedoch, zumindest im Falle des Turbidites in 404-461 cm Kerntiefe, sicher für eine Herkunft aus dem Bereich des oberen Kontinentalhanges der Prinzessin-Ragnhild-Küste (Kap. 2.2.3.2).

3.4 BIOGENE PRODUKTION

Die Kernposition PS1823 liegt mit ungefähr 66° südlicher Breite heute im Einflußbereich jahreszeitlich auftretender Meereisbedeckung (ACKLEY, 1981; ZWALLY et al., 1983).

Rekonstruktionen der antarktischen Eissituation in Glazialzeiten belegen südlich von 60° S sogar eine dauerhafte und ganzjährige Eisbedeckung (HAYS et al., 1976; HAYS, 1978; COOKE & HAYS, 1982). Die hierdurch eingeschränkte Lichtzufuhr dürfte in Kaltzeiten eine langfristig stark verminderte biogene Produktion im Oberflächenwasser bewirkt haben.

Untersuchungen von VAN BENNEKOM et al. (1988) ergeben für den offenen Ozean des Südpolarmeeres (Atlantischer Sektor) eine generell geringe Oberflächenproduktion. Infolge von Lösungsprozessen in der Wassersäule und während der Frühdiagenese im oberflächennahen Sediment werden zudem langfristig im Mittel nur etwa 10% der produzierten Organismen überliefert.

BERGER (1976) und BURCKLE (1984 a, b) zeigen, daß diatomeenreiche Sedimente eine hohe jährliche Produktion, Sedimente mit wenigen oder schlecht erhaltenen Diatomeen dagegen eine geringe jährliche Produktion im Oberflächenwassers widerspiegeln.

Demnach können Schwankungen biogener Komponenten in antarktischen Sedimenten südlich der Polarfront bzw. im Einflußbereich der kaltzeitlichen Eisbedeckung, unter Einbeziehung diagenetischer Prozesse, als Folge langfristiger Klimaänderungen gesehen werden. Zu einem ähnlichen Ergebnis kommen auch GROBE (1986 a,b), FÜTTERER et al. (1988) und GROBE et al. (1990).

Die registrierten höheren Gehalte von biogenem Opal innerhalb der "Interglazial"-Fazies der bearbeiteten Sedimente reflektieren somit qualitativ eine erhöhte warmzeitliche Produktion.

Das einzige Karbonat-Vorkommen innerhalb der hemipelagischen Sedimente bei 25-50 cm Kerntiefe des Schwerelotes zeigt eine zeitliche Versetzung der Verteilungsmaxima von Radiolarien- und Foraminiferen-Gehäusen, wobei die Ablagerung kieseliger Gehäuse der Karbonat-Sedimentation vorausgeht. Dieser Sachverhalt ist auch in den Kontinentalhang-Sedimenten des östlichen Weddellmeeres (GROBE, 1986 a,b) sowie vor South Orkney (I. BREHME, mündl. Mitteilung) deutlich ausgeprägt.

3.5 ABSCHÄTZUNG DES ALTERS UND DER SEDIMENTATIONS-RATEN

Eine sichere biostratigraphische Altersdatierung der untersuchten Sedimente war wegen der verbreiteten Umlagerung stratigraphisch älterer Diatomeen und Radiolarien nicht möglich.

Unter der Voraussetzung, daß die generelle Verteilung biogener Komponenten im Sediment den Klimawechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten qualitativ widerspiegelt (Kap. 3.4), erfolgte für die oberen 3 m des Schwerelot-Kernes eine Abschätzung des Alters und der Sedimentationsraten.

Zur Korrelation wurde hierbei eine Kurve der stabilen Sauerstoffisotopen für die letzten 300.000 Jahre (MARTINSON et al., 1987) verwendet. Der ähnliche Verlauf der zeitlich geeichten Isotopenkurve und der Verteilungskurven der kieseligen Organismen des Kernmaterials ermöglichte die Zuordnung einzelner Isotopenstadien (Abb. 18).

Die mittlere Sedimentationsrate beträgt danach etwa 1 cm / 1000 Jahre. Sie ist somit recht gut mit Ergebnissen aus der Tiefsee des Weddellmeeres vereinbar (GROBE et al., 1990). Eine deutliche Zunahme der Sedimentationsraten beim Übergang vom Glazial zum Interglazial, die GROBE (1986 a,b) an Kontinentalhang-Sedimenten des östlichen Weddellmeeres feststellt, kann hier nicht beobachtet werden. Dies dürfte im wesentlichen auf das fast vollständige Fehlen von eistransportiertem Material und die generell niedrigen biogenen Anteile am Gesamtsediment zurückgehen.

Unterhalb von 4 m Kerntiefe des Schwerelotes 1823-6 verhindern die sehr geringen Anteile von Radiolarien- und Diatomeen-Gehäusen eine entsprechende Altersabschätzung. Die gleichförmige Ausbildung der hemipelagischen Sedimente legt aber den Schluß nahe, daß während der Ablagerung über den gesamten Kernverlauf relativ einheitliche Sedimentationsbedingungen herrschten. Unter Berücksichtigung der teilweise erosiven Turbidite sollte das Sediment daher am un-

teren Ende des Schwerelot-Kernes PS1823-6 ein Mindestalter von etwa 1,3 Millionen Jahren aufweisen.

Das Vorkommen von Mikromanganknollen sowie das lösungsbedingte weitgehende Fehlen von biogenem Opal in den hemipelagischen Sedimenten unterhalb von 4 m Kerntiefe könnte jedoch auf geringere Sedimentationsraten im unteren Kernabschnitt hindeuten.

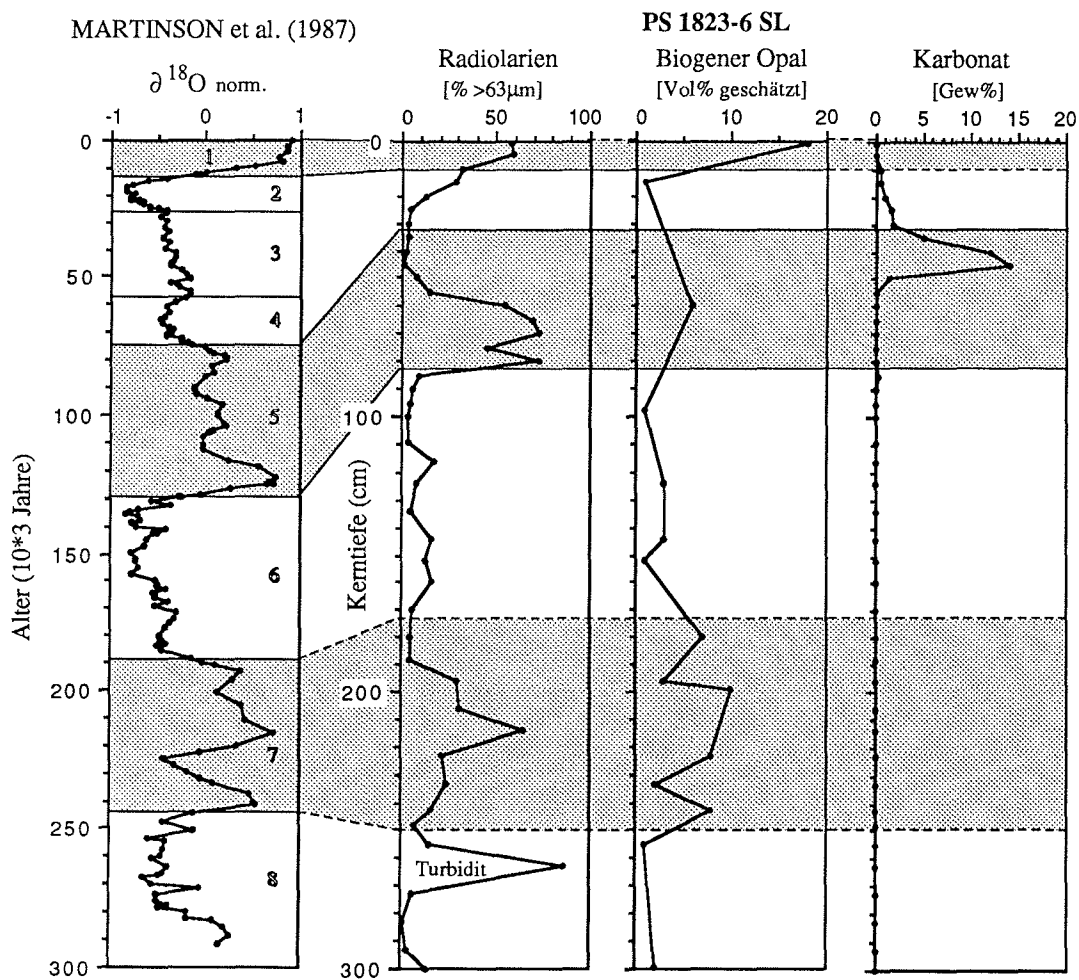


Abb. 18: Korrelation von Isotopen-Stadien der letzten 300.000 Jahre (Standard-Sauerstoffisotopen-Kurve nach MARTINSON et al., 1987) mit der Verteilung von kieseligen und kalkigen Mikrofossilien im untersuchten Sedimentmaterial.

3.6 SYNTHESE - ZYKLISCHE SEDIMENTATION IM RIISER-LARSENMEER

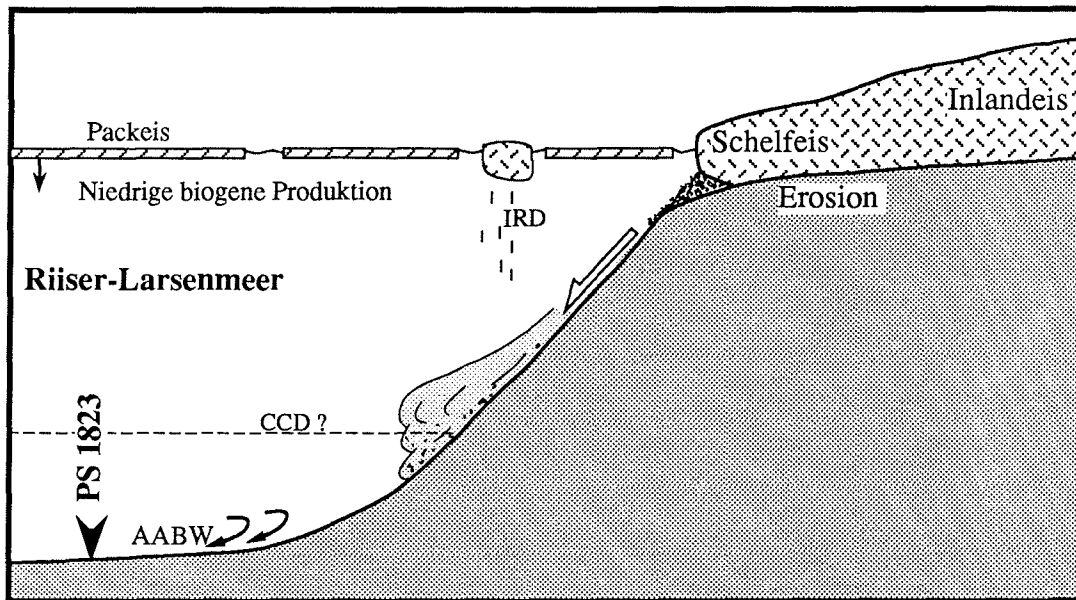
Die im Rahmen dieser Arbeit erkannten Beziehungen sind zum Großteil mit den Ergebnissen von GROBE (1986, a,b) und EHRMANN & GROBE (im Druck) vereinbar und ermöglichen abschließend eine Rekonstruktion der quartären Sedimentationsprozesse im Ablagerungsraum der Kernposition PS1823 (Abb. 19).

Im **Glazial** ist der Meeresspiegel aufgrund großer landgebundener Schnee- und Eismassen erniedrigt. Die antarktischen Schelfeise liegen auf dem Schelf auf, die Grundlinie progradiert bis an die Schelfkante. Die Bildung von Eisschelfwasser ist stark reduziert, wodurch auch die Neubildung von AABW nur in geringem Maße erfolgt. Dies führt zu einer Abschwächung der Bodenwasserströmung und in der Tiefsee zur Sedimentation tonreicher "muds". Die aufgearbeiteten glaziomarinen Sedimente, die durch das voranschreitende Schelfeis im Bereich des Schelfrandes abgelagert werden, erzeugen Instabilitäten auf dem oberen Kontinentalhang. Als Folge hiervon setzen vermehrt Rutschungs-Prozesse ein, deren Sedimentmassen auch über Trübestrome in die Tiefsee gelangen. Die biogene Oberflächenproduktion ist infolge der ganzjährigen weitgehenden Meereisbedeckung stark eingeschränkt. Dies begründet das weitgehende Fehlen von Mikrofossilien in den Sedimenten der "Glazial"-Fazies.

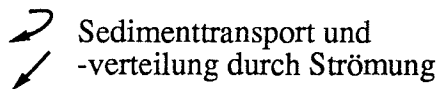
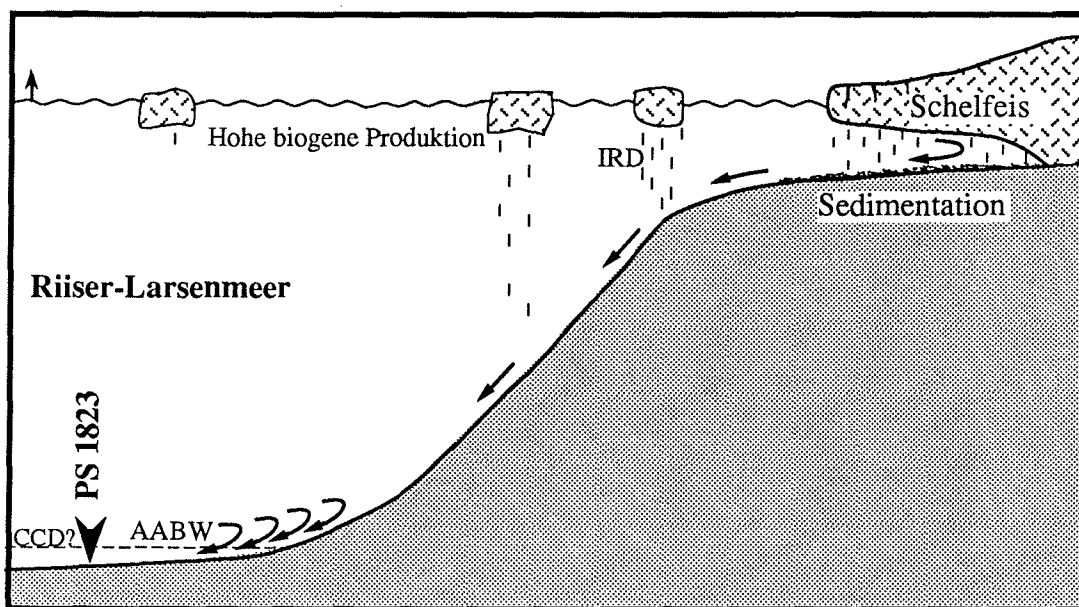
Die globale Erwärmung im **Interglazial** führt auf dem Festland zum Abschmelzen großer Eismassen und somit zum Anstieg des Meeresspiegels. Die antarktischen Schelfeise schwimmen auf und ihre Grundlinie verlagert sich landwärts. Die hierdurch ermöglichte Abkühlung von Schelfwassermassen unter dem Schelfeis hat eine verstärkte Bodenwasserströmung und Neubildung von AABW zur Folge. "Winnowing"-Prozesse führen zur Abreicherung sehr feinkörniger Sedimentpartikel und zur Ablagerung siltreicher "muds". Eine zumindest saisonal gesteigerte biogene Oberflächenproduktion führt zum vermehrten Eintrag kieseliger und in seltenen Fällen, bei tiefliegender CCD, auch von kalkigen Gehäusen in das Sediment.

IRD-Sedimentation findet vermutlich vor allem auf dem Schelf und am oberen Kontinentalhang statt, wogegen driftende Eisberge im Bereich der Kernstation PS1823 ihre Sedimentfracht schon weitgehend verloren haben.

GLAZIAL



INTERGLAZIAL



Sedimenttransport und
-verteilung durch Strömung



Gravitativer Sedimenttransport

AABW = Antarctic Bottom Water

IRD = Ice Rafted Debris

CCD = Carbonate Compensation Depth

Abb. 19: Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen, die im Wechsel von Kalt- und Warmzeiten zur Ausbildung der zyklischen Sediment-Abfolge im untersuchten Sedimentmaterial führten (in Anlehnung an GROBE, 1986 a,b; EHRMANN & GROBE, im Druck).

3.7 AUSBLICK

Der relativ kurze Zeitraum, der zur Anfertigung dieser Arbeit zur Verfügung stand, verhinderte eine umfassendere Bearbeitung des vorhandenen Probenmaterials.

In diesem Kapitel sollen deshalb abschließend noch einige Überlegungen und Vorschläge für weitere Untersuchungen erfolgen, die zu einem besseren Verständnis und einer weitreichenderen Interpretation der Sedimentationsprozesse im Bereich des Riiser-Larsenmeeres beitragen könnten.

Hierbei ist zunächst eine genauere Alterseinstufung des bearbeiteten Kernmaterials zu nennen. Die im Rahmen dieser Arbeit erfolgte grobe Abschätzung ergab an der Basis der gewonnenen Sedimentfolge ein Alter von mindestens 1,3 Millionen Jahren. Dies läßt eine Nachbeprobung zur paläomagnetischen Datierung sinnvoll erscheinen. Die genaue Altersdatierung könnte Aufschluß über mögliche Hiaten geben sowie eine exakte zeitliche Interpretation der im Sediment gespeicherten Klimazyklen ermöglichen. Diese Ergebnisse wären damit auch von überregionaler Bedeutung.

Wie die Untersuchungen von GROBE (1986 a) und EHRMANN & GROBE (im Druck) zeigen, stellen Unterschiede in der Tonmineral-Assoziation ein gutes Hilfsmittel zur Charakterisierung von Glazial- und Interglazial-Sedimenten des antarktischen Raumes dar. In Anbetracht der zum Teil diagenetisch bedingten geringen lithologischen Unterschiede zwischen der "Glazial"- und "Interglazial"-Fazies des untersuchten Sedimentes, könnten entsprechende Analysen auch hier zu einer besseren Kennzeichnung der hemipelagischen Sedimente beitragen.

Die vergleichende Bearbeitung des bis ins Pliozän reichenden, 12,36 m langen Schwerelot-Kernes PS1824-1, der zwischen der Kernposition PS1823 und dem Ritscher-Canyon gewonnen wurde, dürfte über eine Korrelation mit dem Schwerelot-Kern PS1823-6 letztendlich Aufschluß über die Sedimentationsentwicklung im Randbereich einer antarktischen Canyon-Struktur seit dem Pliozän geben.

Hierbei sind insbesondere Aussagen über die Ausbreitung, Transportrichtung und räumliche Verteilung von Turbiditen von Interesse.

4 LITERATUR

(Zitierweise entsprechend AWT)

- ACKLEY, S.F. (1981): A review of sea ice weather relationships in the Southern Hemisphere.- In: Sea level, ice, and climatic change.- IAHS Publ., **131**, S. 127-159.
- ANDERSON, J.B. (1975 a): Ecology and distribution of foraminifera in the Weddell Sea of Antarctica.- *Micropal.*, **21**(1): 69-96.
- ANDERSON, J.B. (1975 b): Factors controlling CaCO₃ dissolution in the Weddell Sea from foraminiferal distribution patterns.- *Mar. Geol.*, **19**: 315-332.
- BATURIN, G.N. (1988): The geochemistry of manganese and manganese nodules in the ocean.- Dordrecht, Boston, Lancaster, Tokyo (D. Reidel Publishing Company), 342 S.
- BAYLISS, P., BERRY, L.G., MROSE, M.E. & SMITH, D.K. (Hrsg.) (1980 a): Mineral Powder Diffraction File. Search Manual.- JCPDS (International Centre of Diffraction Data), Swarthmore, Pennsylvania, 1168 S.
- BAYLISS, P., BERRY, L.G., MROSE, M.E. & SMITH, D.K. (Hrsg.) (1980 b): Mineral Powder Diffraction File. Data Book.- JCPDS (International Centre of Diffraction Data), Swarthmore, Pennsylvania, 484 S.
- BÉ, A.W.H. (1969): Planctonic foraminifera. In: V.C. Bushnell & J.W. Hedgpeth (Hrsg.): Distribution of selected groups of marine invertebrates in waters south of 35° S latitude.- Amer. Geogr. Soc., Antarctic map folio ser., folio **11**, S. 9-12, Taf. 1-2.
- BERGER, W.H. (1976): Biogenous deep sea sediments: Production, preservation and interpretation.- In: J.P. Riley & R. Chester (Hrsg.): Chemical Oceanography, **5**.- 2.Auflage, London, New York, San Francisco (Academic Press), S. 265-388.
- BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some Flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation.- Amsterdam, New York (Elsevier), 168 S.
- BROECKER, W.S. & PENG, T.-H. (1982): Tracers in the Sea.- Lamont-Doherty Geol. Obs., Columbia University, 660 S.
- BURCKLE, L.H. (1984 a): Ecology and paleoecology of the marine diatom *Eucampia antarctica*.- *Mar. Micropaleontol.*, **9**: 77-86.
- BURCKLE, L.H. (1984 b): Diatom distribution and paleoceanographic reconstruction in the Southern Ocean - present and last glacial maximum.- *Mar. Micropal.*, **9**: 241-261.
- BURNATT, B.R. & NEALSON, K.H. (1981): Organic films and microorganisms associated with manganese nodules.- *Deep-Sea Res.*, **28A**: 637-645.
- COOKE, D.W. & HAYS, J.D. (1982): Estimates of Antarctic ocean seasonal sea-ice cover during glacial intervals. In: C. Craddock (Hrsg.): Antarctic Geoscience.- Madison (Univ. Wisconsin Press), S. 1017-1025.
- CORDES, D. (1990): Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nördliches Weddellmeer). *Ber. Polarforsch.*, **71**, Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), 158 S.
- EHRMANN, W.U. & GROBE, H. (im Druck): Cyclic sedimentation at sites 745 and 746, ODP Leg 119.- In: J. Barron, B. Larsen et al.: Proc. ODP, Sci. Results, **119**.- College Station, TX (Ocean Drilling Program).

- EKDALE, A.A., BROMLEY, R.G. & PEMBERTON, S.G. (1984): Ichnology. The Use of Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy.- S.E.P.M. Short Course, **15**, Soc. Econom. Paleont. Mineral., Tulsa, Oklahoma, 317 S.
- ELVERHØI, A. (1981): Evidence for a late Wisconsin glaciation of the Weddell Sea.- *Nature*, **293**: 641-642.
- ERICSON, D.B. (1959): Coiling direction of *Globigerina pachyderma* as a climatic index.- *Science*, **130**: 219-220.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken.- Berlin, Heidelberg, New York (Springer-Verlag), 454 S.
- FOLDVIK, A. & GAMMELSRØD, T. (1988): Notes on Southern Ocean hydrography, sea-ice and bottom water formation.- *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **67**: 3-17.
- FOSTER, T.D. & CARMACK, E.C. (1976): Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea.- *Deep-Sea Res.*, **23**: 301-317.
- FOSTER, T.D., FOLDVIK, A. & MIDDLETON, J.H. (1987): Mixing and bottom water formation in the shelf break region of the southern Weddell Sea.- *Deep-Sea Res.*, **34** (11): 1771-1794.
- FÜTTERER, D. (1984): Bioturbation and trace fossils in deep sea sediments of the Walvis-Ridge, SE-Atlantic (Leg 74, DSDP).- In: T. Moore, P. Rabinowitz et al.: Init. Repts. DSDP, **74**.- Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 543-555.
- FÜTTERER, D.K., GROBE, H. & GRÜNIG, S. (1988): Quaternary sediment patterns in the Weddell Sea: Relations and environmental conditions.- *Paleoceanography*, **3** (5): 551-561.
- FÜTTERER, D. et al. (in Vorb.): Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS "Polarstern" 1989/90 - Bericht zum Fahrtabschnitt ANT VIII/6.- Ber. Polarforsch., Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut).
- GEALY, E.L. (1971): Saturated bulk density, grain density, and porosity of sediment cores from the western Equatorial Pacific: Leg 7, Glomar Challenger.- In: E.L. Winterer et al.: Init. Repts DSDP, **7**.- Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 1081-1104.
- GERSONDE, R. & BURCKLE, L.H. (im Druck): Neogene diatom stratigraphy of Leg 113, Weddell Sea. In: P.F. Barker, J.P. Kennett et al.: Proc. ODP, Init. Repts., **113**.- College Station, Texas.
- GORDON, A.L. & GOLDBERG, R.D. (1970): Circumpolar characteristics of Antarctic Waters.- *Amer. Geogr. Soc., Antarctic map folio ser.*, folio **13**, S.1-5.
- GORDON, A.L., MARTINSON, D.G. & TAYLOR, H.W. (1981): The wind-driven circulation in the Weddell-Enderby Basin.- *Deep-Sea Res.*, **28A**: 151-163.
- GORDON, A.L. & MOLINELLI, E.J. (1982): Southern Ocean Atlas: Thermohaline and chemical distributions.- New York (Columbia University Press).
- GREENSLATE, J. (1974): Microorganisms participate in the construction of manganese nodules.- *Nature*, **249**: 181-183.

- GRIKUROV, G.E. (1976): Antarctique.- In: G. Choubert & A. Faure-Murat, Atlas géologique du monde 1:10000000, Feuille 17, Commission de la carte géologique du monde, Paris (UNESCO).
- GROBE, H. (1986 a): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell See.- Ber. Polarforsch., 27, Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), 121 S.
- GROBE, H. (1986 b): Sedimentation processes on the Antarctic continental margin at Kapp Norvegia during the late Pleistocene.- Geologische Rundschau, 75/1: 97-104.
- GROBE, H. (1987): A simple method for the determination of ice-rafted debris in sediment cores.- Polarforschung, 57 (3): 123-126.
- GROBE, H., MACKENSEN, A., HUBBERTEN, H.-W., SPIEB, V. & FÜTTERER, D.K. (1990): Stable isotope record and late Quaternary sedimentation rates at the Antarctic continental margin.- In: U. Bleil & J. Thiede (Hrsg.): Geological history of the polar oceans. Arctic versus Antarctic.- NATO ASI Series C, 308, Dortrecht, Boston, London (Kluwer Academic Publishers), S. 539-572.
- HAMBREY, M.J., LARSEN, B., EHRLMANN, W.U. & ODP Leg 119 Shipboard Scientific Party (1989): Forty million years of Antarctic glacial history yielded by Leg 119 of the Ocean Drilling Program.- Polar Record, 25 (153): 99-106.
- HAMILTON, E.L. (1971): Prediction of in-situ acoustic and elastic properties of marine sediments.- Geophysics, 36 (2): 266-284.
- HAYES, D.E. & VOGEL, M. (1981): General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO), Scale 1:10000000, 5.13.- Ottawa (Canadian Hydrographic Service).
- HAYS, J.D. (1978): A review of the Late Quaternary climatic history of Antarctic seas.- In: E.M. von Zinderen Bakker (Hrsg.): Antarctic glacial history and World paleoenvironments.- Proc. INQUA Congress, Birmingham, S. 57-71.
- HAYS, J.D., LOZANO, J.A., SHACKLETON, N.J. & IRVING, G. (1976): Reconstruction of the Atlantic and western Indian Ocean sectors of the 18000 B.P. Antarctic Ocean.- In: R.M. Cline & J.D. Hays (Hrsg.): Investigations of Late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology.- Geol. Soc. Am., Memoir 145, Boulder S. 337-372.
- HAYS, J.P. & OPDYKE, N.D. (1967): Antarctic radiolaria, magnetic reversals and climatic change.- Science, 158: 1001-1011.
- HELLMER, H.H. (1989): Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis.- Ber. Polarforsch., 60, 87 S.
- HELLMER, H.H., BERSCH, M., AUGSTEIN, E. & GRABEMANN, I. (1985): The Southern Ocean. A survey of oceanographic and marine meteorological research work.- Ber. Polarforsch., 26, 115 S.
- HINZ, K. & KRAUSE, W. (1982): The continental margin of Queen Maud Land / Antarctica: Seismic sequences, structural elements and geological development.- Geol. Jb., E 23: 17-41.
- HSÜ, K.J. (1989): Physical principles of sedimentology.- Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong (Springer-Verlag), 233 S.

- HUANG, T.C. (1980): A volcanic sedimentation model: Implications of processes and responses of deep-sea ashes.- *Mar. Geol.*, **38**: 103-122.
- HUANG, T.C., LEDBETTER, M.T. & WATKINS, N.D. (1982): Contrasts in Antarctic Bottom-Water velocity between the Brunhes and Matuyama Epochs in the South Pacific.- In: C. Craddock (Hrsg.): *Antarctic Geoscience*.- Madison (Univ. Wisconsin Press), S. 1027-1031.
- KENNETT, J.P. (1982): *Marine Geology*.- Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, 813 S.
- KODAK Color Control Patches (1977), Eastman Kodak Company.
- KOHNEN, H. (1986): Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung. *Expeditionshandbuch*.- Bremerhaven, 96 S.
- LUTJEHARMS, J.R.E. (1985): Location of frontal systems between Africa and Antarctica: some preliminary results.- *Deep-Sea Res.*, **32** (12): 1499-1509.
- MACKENSEN, A., GROBE, H., KUHN, G. & FÜTTERER, D.K. (1990): Benthic foraminiferal assemblages from the eastern Weddell Sea between 68 and 73° S: Distribution, ecology and fossilization potential.- *Mar. Micropaleontol.*, **16**: 1-43.
- MANGINI, A. (1988): Growth rates of manganese nodules and crusts.- In: P. Halbach, G. Friedrich & U. von Stackelberg (Hrsg.): *The manganese nodule belt of the Pacific Ocean*.- Stuttgart (Enke), S. 142-151.
- MARTINSON, D.G., PISIAS, N.G., HAYS, J.D., IMBRIE, J., MOORE, T.C., Jr. & SHACKLETON, N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300.000 year chronostratigraphy.- *Quat. Res.*, **27**: 1-29.
- MELLES, M. (1987): Sedimentation in der Filchner-Depression, südöstlicher Weddellmeerschelf, Antarktis.- *Dipl.-Arb.*, Univ. Göttingen, 180 S.
- MELLES, M. (1990): Paläoglazilogie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis.- *Dissertation*, Univ. Bremen.- 190 S.
- MÜLLER, G. (1967): Methods in sedimentary petrology.- In: W. von Engelhardt, H. Füchtbauer & G. Müller (Hrsg.): *Sedimentary Petrology, Part 1*.- Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung), 283 S.
- MUNSELL Soil Color Chart (1975), Soiltest Inc., Evanston, Ill.
- MUTTI, E. (1977): Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain).- *Sedimentology*, **24**: 107-131.
- ODIN, G.S. & FRÖHLICH, F. (1988): Glaucony from the Kerguelen plateau (southern Indian Ocean).- In: G.S. Odin (Hrsg.): *Green marine clays*.- *Developments in Sedimentology*, **45**, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo (Elsevier), S. 277-294.
- ODIN, G.S. & FULLAGER, P.D. (1988): Geological significance of the glaucony facies.- In: G.S. Odin (Hrsg.): *Green marine clays*.- *Developments in Sedimentology*, **45**, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo (Elsevier), S. 295-332.

- ODIN, G.S. & LAMBOY, M. (1988): Glaucony from the margin off northwestern Spain.- In: G.S. Odin (Hrsg.): Green marine clays.- Developments in Sedimentology, **45**, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo (Elsevier), S. 249-275.
- OSKIERSKI, W. (1988): Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres.- Ber. Polarfor., **47**, Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), 167 S.
- PIPER, D.J.W. & BRISCO, C.D. (1975): Deep-water continental-margin sedimentation, Antarctica (LEG 28, DSDP).- In: D.E. Hayes, L.A. Frakes et al. (Hrsg.): Init. Repts. DSDP, **28**.- Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 727-755.
- PUDSEY, C.J., BARKER, P.F. & HAMILTON, N. (1988): Weddell Sea abyssal sediments a record of Antarctic Bottom Water Flow.- Mar. Geol., **81**: 289-314.
- RAMDOHR, P. & STRUNZ, H. (1978): Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie.- 16. Aufl., Stuttgart (Enke), 876 S.
- RAVICH, M.G. & GRIKUROV, G.E. (Hrsg.) (1976): Geologicheskaya Karta Antarktidy Masshtaba 1:5000000.- Kartfabrika ob èdinenia Aerogeologia, Leningrad.
- RICHTER, M. (1990): Vergleich von hochauflösenden sedimentphysikalischen Messungen an Tiefseesedimenten.- Dipl. Arb. Univ. Münster, 120 S.
- Rock Color Chart (1980), Geol. Soc. Am., Boulder Colorado.
- ROY, S. (1981): Manganese Deposits.- London, New York, Toronto, Sydney, San Francisco (Academic Press), 458 S.
- SEILACHER, A. (1967): Bathymetry of trace fossils.- Mar. Geol., **5**: 413-428.
- SAKI, T., TAMURA, Y., TOKUHASHI, S., KODATO, T., MIZUKOSHI, I. & AMANO, H. (1987): Preliminary report of geological and geophysical surveys off Queen Maud Land, East Antarctica.- Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci., **1**: 23-40.
- SARNTHEIN, M. (1971): Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman II. Qualitative Komponentenanalyse der Grobfraktion.- "Meteor"-Forsch.-Ergebn., Reihe C, **5**: 1-112.
- SCHLOSSER, P. (1986): Helium: A new tracer in Antarctic oceanography.- Nature, **321**: 233-235.
- SCHLÜTER, M. (1990): Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres. Geochemische Analyse und Modellierung.- Dissertation, Univ. Bremen, 154 S.
- SHEPARD, F.P. (1954): Nomenclature based on sand-silt-clay ratios.- J. Sed. Pet., **24**: 151-158.
- SIDDIQUIE, H.N., GOPALA RAO, D. & RAMANA, M.V. (1988): Geology and structure of the Astrid Ridge, Dronning Maud Land, Antarctica.- Paleoceanography, **3** (5): 583-599.
- SMITH, D.G., LEDBETTER, M.T. & CIESIELSKI, P.F. (1983): Ice-rafted volcanic ash in the South Atlantic sector of the Southern Ocean during the last 100,000 years.- Mar. Geol., **53**: 291-312.
- STANLEY, S.M. (1989): Earth and life through time.- 2.Aufl., New York (Freeman), 689 S.

- STOW, D.A.V. & BOWEN, A.J. (1978): Origin of lamination in deep sea, fine-grained sediments.- *Nature*, **274**: 324-328.
- STOW, D.A.V. & BOWEN, A.J. (1980): A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediment by turbidity currents.- *Sedimentology*, **27**: 31-46.
- STOW, D.A.V. & SHANMUGAN, G. (1980): Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient Flysch sediments.- *Sediment. Geol.*, **25**: 23-42.
- SUESS, E. (1980): Particulate organic carbon flux in the oceans- surface productivity and oxygen utilization.- *Nature*, **288**: 260-263.
- THIEL, H. & SCHNEIDER, J. (1988): Manganese nodule - organism interactions.- In: P. Halbach, G. Friedrich & U. von Stackelberg (Hrsg.): The manganese nodule belt of the Pacific Ocean.- Stuttgart (Enke), S. 142-151.
- THOMPSON, R. & MORTON, D.J. (1979): Magnetic susceptibility and particle-size distribution in recent sediments of the Loch Lamond drainage basin, Scotland, *J. Sed. Pet.*, **49**: 802-812.
- VAN ANDEL, Tj.H. (1975): Mesozoic / Cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments.- *Earth and Planet. Sci. Letts.*, **26**: 187-195.
- VAN BENNEKOM, A.J., BERGER, G.W., VAN DER GAAST, S.J. & DE VRIES, R.T.P. (1988): Primary productivity and the silica cycle in the Southern Ocean (Atlantic sector).- *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **67**: 19-30.
- VAN DER LINGEN, G.J. (1969): The turbidite problem.- *New Zealand J. Geol. Geophys.*, **12**: 7-50.
- VORREN, T.O., HALD, M. & LEBESBYE, E. (1988): Late Cenozoic environments in the Barents Sea.- *Paleoceanography*, **3**: 601-612.
- WATKINS, N.D. & KENNETT, J.P. (1982): Erosion of deep sea sediments in the Southern Ocean between longitude 70°E and 190°E, and contrasts in manganese nodule development.- In C. Craddock (Hrsg.): *Antarctic Geoscience*.- Madison (Univ. Wisconsin Press), S. 1045.
- WESSELS, M. (1989): Sedimentationsprozesse an der Filchner Schelfeiskante, Antarktis.- *Dipl.-Arb., Univ. Göttingen*, S. 1-126.
- WESTALL, F. (im Druck): Trace fossil associations as a tool for environmental reconstructions during the last 2,5 Ma in the South East Atlantic.- *Marine Geology*.
- WETZEL, A. (1981): Ökologische und stratigraphische Bedeutung biogener Gefüge in quartären Sedimenten am NW-afrikanischen Kontinentalrand.- *"Meteor"-Forsch.-Ergebn.*, **34**, 47 S.
- WHITWORTH, T. (1988): The Antarctic Circumpolar Current.- *Oceanus*, **31**: 53-58.
- WRIGHT, R., ANDERSON, J.B. & FISCO, P.P. (1983): Distribution and association of sediment gravity flow deposits and glacial / glacial-marine sediments around the continental margin of Antarctica.- In: B.F. Molnia (Hrsg.): *Glacial-marine sedimentation*.- New York, London (Plenum Press), S. 265-300.
- ZWALLY, H.J., COMISO, J.C. & PARKINSON, C.L. (1983): Antarctic Sea Ice, 1973-1976: Satellite passive microwave observations.- *NASA SP-459*, 206 S.

ANHANG

A.1 METHODEN

A.1.1 BATHYMETRISCHE VERMESSUNG UND SEDIMENTECHOGRAPHISCHE VORERKUNDUNG

Der Stationsarbeit ging eine bathymetrische Vermessung und Vorerkundung voraus. Zur flächenhaften Kartierung des Meeresbodens wurde das Fächersonarsystem **"Hydrosweep"** eingesetzt.

Aus den aufgezeichneten Tiefendaten werden Isolinienkarten und dreidimensionale perspektivische Darstellungen der Meeresboden-Topographie und einzelner Strukturen berechnet (Abb. 4). Diese Informationen sind für ein weitreichenderes Verständnis der geologischen und geophysikalischen Befunde unerlässlich. Besonders im Bereich des nördlichen Gunnerus-Rückens weicht die GEBCO-Topographie (HAYES & VOGEL, 1981) von den neuen Meßergebnissen ab. Dies ist v.a. auf ungenaue und zu lückenhafte Daten früherer bathymetrischer Kartierungen zurückzuführen (FÜTTERER et al., in Vorb.).

Weiterhin verfügt Polarstern über das Sediment-Echolot **"Parasound"**. Dieses System stellt eine Weiterentwicklung des älteren 3,5 kHz-Sedimentechographs dar. Zwischen zwei hochfrequenten, eng gebündelten Signalen (Pilotton von 18 kHz sowie variable Frequenz zwischen 20,5 und 23,5 kHz), die gleichzeitig von einer fest im Schiffsboden installierten Schallquelle ausgesandt werden, baut sich ein Wellenanteil mit der Differenzfrequenz (2,5 bis 5,5 kHz) auf. Dieser Wellenanteil kann entgegen einem höherfrequenten Signal tief in das Sediment eindringen, besitzt aber dennoch eine enge Bündelung (geringer Öffnungswinkel). Eindringtiefen bis nicht selten über 100 m erlauben eine hohe Auflösung der Sediment-Abfolge. Die registrierten Reflektoren geben Aufschluß über Wechsel in den physikalischen Eigenschaften der Ablagerungen. Geringe Eindringtiefen lassen auf akustisch relativ harte oberflächen-nahe Sedimente schließen (FÜTTERER et al., in Vorb.). Zur genauen Bestimmung der Wassertiefe wurde ein "Pinger" (Narrow Beam Sounder) eingesetzt.

Die Parasound-Aufzeichnungen bildeten auch die Grundlage für die Auswahl der Tiefseestation PS1823. Es zeigte sich eine recht hohe Eindringtiefe von ca. 120 m (Abb. 5), die wasserreiche feinkörnige Sedimente erwarten ließ. Daher wurde an der Station ein 18m-Schwerelot eingesetzt.

Ein Vergleich der am Kern gemessenen physikalischen und sedimentologischen Parametern mit den Seismogrammen kann Aussagen über die physikalischen Ursachen der registrierten Reflektoren ermöglichen.

A.1.2 KERNNAHME

Der Doppelwandeisbrecher "Polarstern" wird seit 1982 für Forschungsvorhaben und Versorgungszwecke in polaren Gebieten eingesetzt. Die spezielle Bauweise und vier Maschinen mit insgesamt 20.000 PS ermöglichen dem 118 m langen und 25 m breiten Schiff mit einem Tiefgang von etwa 11 m und ca. 11.000 BRT ein Operieren im Packeis der Nord- und Südpolarmeere.

Entsprechend den verschiedenen wissenschaftlichen Anforderungen verfügt das Schiff über besondere Einrichtungen, z.B. zahlreiche fest installierte Laboratorien und Arbeitsräume sowie ein vernetztes Bordrechnersystem.

Die Schiffsbesatzung beträgt maximal 45 Männer und Frauen. Im wissenschaftlichen Bereich stehen bis zu 64 Kammerplätze zur Verfügung.

Spezielle Hebezeuge (Kräne, Schiebegalgen, Forschungswinden) ermöglichen, ausgehend vom Arbeits- bzw. Achterdeck, neben dem Einsatz von Multicorer, Kastengreifer, Biorosette, Planktonnetz, Fischereinetz etc. den Betrieb der schweren geologischen Kerngeräte (Schwere-, Kolben- und Kastenlot) (KOHLEN, 1986).

Das für die sedimentphysikalischen und geologischen Untersuchungen verwendete Sediment-Material, der Großkastengreifer-Kern PS1823-1 und der Schwerelot-Kern PS1823-6, wurden während der Polarstern-Expedition ANT-VIII/6 gekernt.

Die Tiefseestation PS1823 ist Teil einer Beprobungsserie im Bereich des Gunnerus-Rückens. In einem N-S-Profil und zwei E-W-verlaufenden Profilen wurden mit dem Einsatz von Schwerelot, Kolbenlot, Großkastengreifer und Multicorer zahlreiche Sedimentproben des Rückens und der seitlich anschließenden Tiefseebecken des Riiser-Larsenmeeres und des Cosmonautmeeres gewonnen (FÜTTERER et al., in Vorb.).

Tab. 3: Liste der bearbeiteten Sedimentkerne.

Kern-Nr.	Gerät	Position	Wassertiefe	Eindringtiefe	Kerngewinn	Datum
PS 1823-1	GKG	65°55.8' S 30°50.1' E	4442 m	-	0,50 m	5.4.90
PS 1823-6	SL	65°56.1' S 30°49.6' E	4442 m	18,4 m	13,96 m	5.4.90

Das **Schwerelot** ist aus einem Gewichtsträger mit Bleigewichten (ca. 1,5 t) und daran befestigten Stahlrohren mit einem Innendurchmesser von ca. 13 cm aufgebaut. Am unteren Ende der Stahlrohre befindet sich der Kernfänger ("corecatcher"), der einen Sedimentverlust beim Hieven des Gerätes verhindert.

Liner-Rohre aus PVC mit einem Innendurchmesser von 12 cm, die durch Manschetten zusammengehalten werden, dienen im Innern der Stahlrohre zur Aufnahme des Sedimentes. Die Kern-Liner werden zuvor an der Längsseite durch eine gerade Linie mit Pfeilen, die nach unten zeigen, markiert, um später eine relative Orientierung der einzelnen Kernsegmente zueinander zu gewährleisten.

Aufgrund der Parasound-Aufzeichnungen (Kap. A.1.1) wurde das Schwerelot PS1823-6 auf 18 m aufgerüstet (3 x 5m-Stahlrohr + 1 x 3m-Stahlrohr; entsprechend Liner).

Das an einem Stahlseil ("Tiefseedraht") geführte Gerät wurde in der Wassersäule mit einer Geschwindigkeit von 2 m/s gefahren, ab 4310 m Wassertiefe - nach dem Auspendeln - mit 1,3 m/s.

Die Eindringtiefe, erkennbar an den Sedimentspuren an der Außenseite des Schwerelotes, betrug 18,4 m, der Kerngewinn 13,96 m. Damit betrug der Kernverlust etwa 25%.

Das Eindringen des Schwerelotes in den Meeresboden führt neben einer Stauchung der Sedimente oft zur erheblichen Störung des Sedimentgefüges.

Nach dem Hieven des Schwerelotes wurde der sedimentgefüllte Liner in 1m-Segmente zerschnitten, die nach einer Smear Slide-Beprobung an den Enden mit Plastikdeckeln und elastischem Klebeband verschlossen wurden.

Die Beschriftung der Kernsegmente beinhaltet Stationsnummer, Kerntiefe und Kennzeichnung einer Arbeits- und einer Archiv-Hälfte.

Der **Großkastengreifer** ermöglicht eine weitgehend ungestörte Entnahme der oberflächennahen Sedimente bis etwa 60 cm Tiefe und bietet somit eine optimale Ergänzung zum Schwerelot.

Der an einem Gestell mit Gewichtsträger montierte Probenkasten (Maße: 50 x 50 x 55-60 cm) wird nach dem Eindringen in den Meeresboden beim Hieven von einer Schaufel unterfahren, die diesen nach unten hin abschließt und somit einen Probenverlust verhindert.

Um ein Auslösen der Schaufel während des Fierens zu verhindern, wurde das Gerät in der Wassersäule mit 1,5 m/s gefahren. Die Probennahme, nach dem Auspendeln, erfolgte mit einer Geschwindigkeit von etwa 0,5 m/s.

Für die vorliegende Arbeit wurde das Probenmaterial aus dem Archiv-Rohr verwendet, einem kurzen Liner-Rohr, das senkrecht in den sedimentgefüllten Kasten gedrückt und entsprechend den Kernsegmenten des Schwerelotes verschlossen und beschriftet wurde.

Der Großkastengreifer PS1823-1 wies einen Kerngewinn von 50 cm auf. Er wurde zusätzlich durch ein Liner-Rohr für Geochemie und Oberflächenproben für Mikropaläontologie (Diatomeen, Foraminiferen, Radiolarien), Sedimentologie sowie biologische Fragestellungen (Bakterien, Crustaceen) beprobt (FÜTTERER et al., in Vorb.).

Ein Dia-Positiv, das nach dem Absaugen des überstehenden Wassers aufgenommen wurde, dient zur Dokumentation der Sedimentoberfläche.

A.1.3 SEDIMENTPHYSIKALISCHE MESSUNGEN

A.1.3.1 Messungen der magnetischen Suszeptibilität

An den verschlossenen Kernsegmenten des Schwerelotes PS1823-6 und des Großkastengreifers PS 1823-1 wurden in Intervallen von 1 cm und jeweils 10 cm über die Grenzen der Kernsegmente hinaus Messungen der Magnetisierbarkeit der Sedimente (Suszeptibilitäten) vorgenommen.

Hierzu wurde der Kern auf einer Schiene durch eine Ringspule geführt. Das von der Spule erzeugte Magnetfeld hat im untersuchten Sediment eine bestimmte magnetische Energiedichte zur Folge, die von der Zusammensetzung der Sedimentpartikel abhängt.

Beim Abschalten des Magnetfeldes wird in der Spule ein Spannungstoß induziert, der ein Maß für die Suszeptibilität der Sedimente darstellt.

Über ein "Magnetic Susceptibility Meter" wurden die Meßdaten in einen angeschlossenen Computer eingelesen und mit Hilfe eines Auswerteprogrammes (Dr. H. Villinger, AWI) weiterbearbeitet.

A.1.3.2 Messungen der Schallgeschwindigkeit

Als weiteren Parameter zur Charakterisierung der physikalischen Sediment-Eigenschaften wurden am Schwerelotkern PS1823-6 in Intervallen von 3 cm Messungen von Longitudinalwellen-Geschwindigkeiten (v_p -Messungen), vorgenommen.

Über die Tastung eines Sinusgenerators mit einem kurzen Rechteck-Impuls ("Hochspannungspulser") wird eine Frequenzgruppe erzeugt ("Sinusburst"). Dieses Signal wird über einen piezoelektrischen Schallwandler durch Berührungskontakt verlustarm auf das Kernsegment übertragen. Ein zweites, gegenüberliegendes Piezo-Element empfängt das Ultraschallsignal. Die dort erzeugte Spannung wird verstärkt und auf einem Oszilloskop dargestellt und zwischengespeichert.

Anschließend werden die Meßdaten von einem angeschlossenen Rechner eingelesen und können mit Hilfe eines Auswerteprogrammes (Dr. H. Villinger, AWI) weiterbearbeitet werden.

Die Schallgeschwindigkeit im Sediment errechnet sich aus der Laufzeit des Ultraschallsignals und dem Kerndurchmessers.

Die erfaßten Signal-Amplituden ermöglichen Aussagen über die Übertragungseigenschaften des Systems (FÜTTERER et al., in Vorb.).

A.1.4 PROBENNAHME UND PROBENAUFBEREITUNG

Die Probennahme sowie ein geringer Teil der Probenaufbereitung erfolgte bereits bald nach der Kernnahme an Bord des FS "Polarstern". Alle weiteren Untersuchungen wurden am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven durchgeführt.

Ausführliche Beschreibungen der Probennahme und -bearbeitung an vergleichbarem Sedimentmaterial finden sich in den Arbeiten von GROBE (1986 a), MELLES (1987, 1990), WESSELS (1989) und CORDES (1990).

Um die Kernsegmente zur Bearbeitung zu öffnen, wurde die Linerwandung mittels einer doppelblättrigen Vibratorsäge längsseits aufgesägt.

Zur Trennung der beiden Hälften wurde ein Nylonfaden von unten nach oben durch das Sediment gezogen. Eine gegengerichtete Verschleppung von Mikrofossilien wurde somit vermieden. Dies ist von Bedeutung, da für biostratigraphische Zwecke oft das erstmalige Auftreten einer Art registriert wird.

Eine Kernhälfte, die Arbeits-Hälfte, wurde für die weitere Probennahme verwendet, die Archiv-Hälfte für die Kernbeschreibung und die Archivierung.

Nach Abschluß der Probennahme bzw. der Kernbeschreibung wurden die Kernhälften unter Verwendung von PVC-Deckeln sowie Klebeband verschlossen und neu beschriftet. Die langfristige Lagerung der Kernhälften erfolgt in einem Kühlraum bei konstanten +4°C.

Nach dem Öffnen der Kernhälften wurde zur Dokumentation mittels einer Spiegelreflex-Camera jeweils ein Dia-Positiv aufgenommen. Eine Multiblitzanlage sorgte für die gleichmäßige Ausleuchtung.

Neben der Stationsnummer, der Kerntiefe und einem Zollstock sind eine Rock Color Chart (Geol. Soc. Am., 1980) und die KODAK Color Control Patches (1977) Bestandteile der Aufnahme.

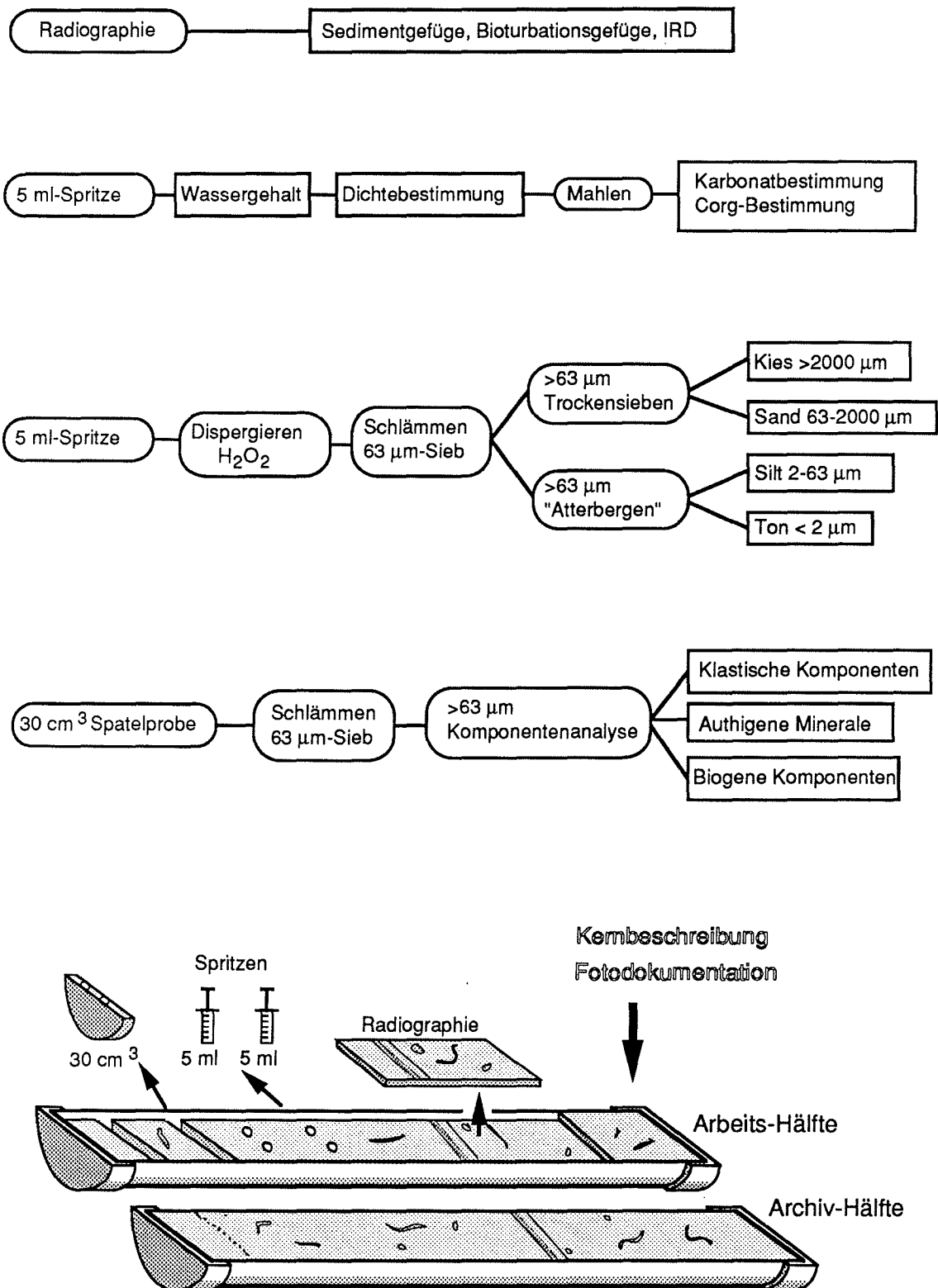


Abb. 20: Arbeitsschema der Probennahme und Probenbearbeitung.

Die Entnahme des Sedimentes für die Bestimmungen der Wassergehalte, der Sedimentdichten, der Kohlenstoff- und Karbonatgehalte sowie der Korngrößenanalysen erfolgte gemäß Abb. 20 mittels 5ml-Kunststoffspritzen. Um dies zu ermöglichen, wurden zuvor die verengten Spitzen der Spritzen abgeschnitten. Die verbleibende Sedimentmenge eines Probenhorizontes wurde mit Hilfe eines 1,4 cm breiten Spatels entnommen. Die angegebenen Probertiefen beziehen sich jeweils auf die Mitte eines beprobten Horizontes.

A.1.4.1 Kernbeschreibung

Bei der subjektiven Kernbeschreibung wurden Lithologie (Korngröße, Kornzusammensetzung), Sedimentgefüge (Schichtgrenzen, Lamination, Bioturbation, Gradierung, Störungen) sowie Farbwechsel des Sedimentes im nassen Zustand registriert.

Die Einstufung der Sedimentfarbe erfolgte bei konstanter Laborbeleuchtung mit Hilfe der MUNSELL Soil Color Chart (1975).

Die Kennzeichnung der Lithologie wurde durch die Auswertung der Smear Slides unterstützt.

In die Darstellung der Kernbeschreibung im Anhang (A.2) flossen zusätzlich die Ergebnisse der Auswertung der Radiographien (Kap. A.1.4.3) und der Smear Slides (Kap. A.1.4.2 und 2.3.1) ein.

A.1.4.2 Herstellung und Auswertung der Smear Slides

Zum Zwecke einer ersten lithologischen und altersmäßigen Einstufung wurden bei der Kernnahme grundsätzlich am unteren Ende jedes Kernsegmentes Smear Slide-Proben entnommen.

Diese wurden zur genaueren lithologischen Charakterisierung des Sedimentes später noch durch weitere Proben von ausgewählten Horizonten im Schwerelot- und Großkastengreifer-Kern ergänzt.

Zur Herstellung der Smear Slides wurde etwa 1 mm³ Sediment mit einem Wassertropfen gleichmäßig auf einem Objektträger verstrichen und auf der Heizplatte bei etwa 150°C getrocknet.

Durch Zugabe eines Tropfens Kanadabalsam und Abdeckung mit einem Deckgläschen wurde nach dem Aushärten ein dauerhaftes Präparat geschaffen.

Die Auswertung der Smear slides erfolgte unter dem Polarisationsmikroskop.

Bei der halbquantitativen Bearbeitung wurde der Tongehalt anhand der Trübung und der prozentuale Anteil an biogenen (Diatomeen, Schwammnadeln, Radiolarien,

Silikoflagellaten und Foraminiferen) sowie gröberklastisch-terrigenen Komponenten abgeschätzt.

Hierbei fanden, unter Berücksichtigung der verstrichenden Sedimentmenge, auch Schätzbilder zur Bestimmung von Komponentenanteilen in Dünnschliffen Verwendung (FLÜGEL, 1978).

A.1.4.3 Herstellung und Auswertung der Radiographien

Von der Oberfläche der Arbeits-Hälften des Schwerelot- und des Großkastengreifer-Kernes wurden mittels Aufdrücken von Plexiglasdeckeln (27,5 x 12 x 1 cm) und Unterfahren mit einem Nylon-Faden ca. 1 cm dicke Sedimentscheiben entnommen. Um das Sediment vor dem Austrocknen zu schützen wurden die Scheiben luftdicht in Schlauchfolie eingeschweißt.

Die Belichtung der Präparate erfolgte in einem Röntgengerät (HP 43805 Cabinet X-ray System, Faxitron Series), in dem jeweils 3 Proben gleichzeitig Platz finden.

Aufgrund von Erfahrungswerten wurde eine Spannung von 35 kV und eine Belichtungszeit von 6 min gewählt.

Der verwendete Film (Agfa Strukturix D4) wurde zuvor in 9,9 cm breite Streifen geschnitten und in lichtundurchlässige Filmtaschen gesteckt. Hierauf wurden die präparierten Sedimentscheiben sowie die aus Bleizahlen zusammengesetzte Stationsnummer und Kerntiefe gelegt.

Die Fertigstellung der Radiographien erfolgte im Fotolabor unter Verwendung des Entwicklers Agfa G 124 und des Fixierers Agfa G 335.

Inhomogenitäten im Sediment äußern sich auf den Radiographien in Form von Helligkeitsunterschieden. Bereiche mit hohem Transmissionsgrad (z.B. bioturbirte Bereiche) erscheinen auf den Negativen dunkel, Stellen mit niedrigem Transmissionsgrad (z.B. Steine, Sandlagen, Bleizahlen) dagegen heller.

Die quantitative Abschätzung des Anteils an eisverfrachtetem Detritus (IRD = Ice Rafted Debris) erfolgte nach der von GROBE (1986, 1987) entwickelten Methode. Hierzu wurden auf einem Leuchttisch an den Radiographie-Negativen in 1cm mächtigen Intervallen die klastischen Komponenten >2 mm ausgezählt.

Es wurde der prozentuale Anteil der Bereiche mit Bioturbationsgefüge am Gesamtsediment abgeschätzt und eine Klassifizierung der Spuren nach Ichnogenera vorgenommen (WETZEL, 1981; EKDALE et al., 1984; FÜTTERER, 1984; WESTALL, im Druck).

Als weitere Sedimentgefüge wurden erkennbare Feinschichtung (Lamination) sowie Störungen im Bezug auf ihre Verteilung im Kern registriert.

A.1.4.4 Wassergehaltsbestimmung

Die bereits auf "Polarstern" gewonnenen 5ml-Sedimentproben für die Bestimmung von Wassergehalt, Sedimentdichte, organischem Kohlenstoff und Kalziumkarbonat wurden in vorgewogenen 10ml-Schnappdeckelgläschen verschlossen und tiefgefroren um einem etwaigen Wasserverlust vorzubeugen. Zur Bestimmung der Wassergehalte wurden die Sedimentproben nach dem Auftauen im nassen Zustand auf 10^{-3} g genau gewogen, erneut eingefroren (mind. 24 Stunden bei -25°C) und gefriergetrocknet (48 Stunden). Mit Hilfe des Trockengewichtes kann der resultierende Wassergehalt einer Sedimentprobe berechnet werden.

$$(\text{Naßgew.} - \text{Trockengew.}) \times 100\% / \text{Naßgew.} = \% \text{H}_2\text{O} \quad (1)$$

A.1.4.5 Bestimmung der Sedimentdichten

Zur Errechnung der Sedimentdichten wurde das Naßgewicht, Trockengewicht und das Volumen der Sedimentpartikel bestimmt.

Die Volumen-Bestimmung erfolgte mit dem "Air Comparison Pycnometer" (BECKMAN, Model 930). Hierzu wurde das trockene Sediment quantitativ in einen zylindrischen Probenbehälter mit bekanntem Leer-Volumen überführt und eingewogen. Nach dem Erzeugen eines Vakuums wird dem abgeschlossenen Probenbehälter Helium zugeführt. Mit Hilfe eines Systems aus 2 zylindrischen Kammern und 2 verstellbaren Kolben (Referenzkolben, Meßkolben) kann das durch die Sedimentpartikel verdrängte Gasvolumen bestimmt werden. Es wurden jeweils 2 Messungen pro Probe durchgeführt und die Ergebnisse gemittelt. Die Korndichten des Trockensedimentes und, unter Einbeziehung des Wassergehaltes, die Dichten des Naßsedimentes (Feuchtraumdichten), wurden mit Korrekturen für 35 ‰ Salzgehalt und 23°C Raumtemperatur wie folgt berechnet (nach GEALY, 1971; HAMILTON, 1971; MELLES, 1990):

mit M_d [g] = Trockengewicht

M_w [g] = Naßgewicht - Trockengewicht

V_d [cm^3] = Volumen der Trockenprobe (ohne Porenraumvolumen)

M_s [g] = $M_w / 0,965$ - M_w = Masse des Salzes

V_s [cm^3] = M_s / ρ_{Salz} = Volumen des Salzes ($\rho_{\text{Salz}} = 2,1 \text{ g/cm}^3$)

V_{ws} [cm^3] = $(M_s + M_w) / 1,024$ = Volumen der Porenlösung

folgt:

$$\text{Feuchtraumdichte } [\text{g/cm}^3] = (M_d + M_w) / (V_d - V_s + V_{ws}) \quad (2)$$

$$\text{Korndichte } [\text{g/cm}^3] = (M_d - M_s) / (V_d - V_s) \quad (3)$$

A.1.4.6 Bestimmung der Gehalte an organischem Kohlenstoff und Kalziumkarbonat

Die Bestimmung der Kohlenstoffgehalte erfolgte mit dem "Carbon-Sulfur Determinator CS-125", LECO Corporation (Michigan).

Die gefriergetrockneten 5ml-Proben wurden zuvor in einer Planetenmühle (FRITSCH "Pulverisette") mittels Achatmörsern 10 min (Rotation 6) analysenfein gemahlen.

Zur Bestimmung des Gesamtkohlenstoffgehaltes (C_{ges}) einer Probe wurden etwa 150 mg des feingemahlenen Sedimentes im Hochfrequenz-Induktionsofen des CS-125 verbrannt. Die Verbrennungsgase werden zunächst zur Schwefel-Infrarot-Zelle geleitet, wo der Gehalt an SO_2 gemessen wird (Infrarot-Absorption). Im Katalyseofen wird CO in CO_2 und SO_2 in SO_3 umgewandelt. Das CO_2 wird anschließend in der Kohlenstoff-Infrarot-Zelle gemessen. Die Meßergebnisse werden mit Hilfe der Kalibrationsfaktoren zuvor gemessener Standard-Proben vom Mikroprozessor umgerechnet und die Kohlenstoffgehalte in Gew% angezeigt.

Zur Bestimmung des Gehaltes an organischem Kohlenstoff (C_{org}) wurden je Probe etwa 200 mg eingewogen, mit einigen Tropfen Methanol benetzt und unter Zugabe von 1ml konzentrierter Salzsäure auf einer Heizplatte 2 Stunden bei $200^{\circ}C$ abgeraucht. Die C_{org} -Gehalte des dann karbonatfreien Sedimentes wurden anschließend mit dem CS-125 gemessen.

Die Differenz der ermittelten Kohlenstoffgehalte ergibt den Gehalt an karbonatisch gebundenem Kohlenstoff (C_{karb}).

$$C_{ges} - C_{org} = C_{karb} \quad (4)$$

Unter Einbeziehung der Atomgewichte läßt sich der Gehalt an Kalziumkarbonat er rechnen.

$$C_{karb} \times \text{Molekulargew. } CaCO_3 / \text{Atomgew. C} = \%CaCO_3 \quad (5)$$

A.1.4.7 Korngrößenanalyse

Zur Bestimmung der prozentualen Gehalte an Kies, Sand, Silt und Ton wurde jeweils eine 5ml-Probe verwendet.

Zur Dispergierung wurde das Sediment zunächst mit 10%iger Wasserstoffperoxidlösung und 1 ml konzentrierter Essigsäure versetzt und 24 Stunden lang auf einem Schütteltablett suspendiert. In geringen Mengen vorhandenes

Karbonat und Mikromangnanknollen werden bei diesem Vorgang weitgehend weggelöst.

Die Fraktion $> 63 \mu\text{m}$ (Kies und Sand) wurde anschließend abgeschlämmt und getrocknet. Die Abtrennung des Kiesanteils ($> 2000 \mu\text{m}$) von der Sandfraktion ($63\text{--}2000 \mu\text{m}$) erfolgte durch Trockensiebung.

Die Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ (Silt und Ton) wurde beim Schlämmen aufgefangen und nach dem Absetzen der Partikel das überstehende klare Wasser abgesaugt. Die Trennung in Silt ($2\text{--}63 \mu\text{m}$) und Ton ($< 2 \mu\text{m}$) erfolgte in Glaszylindern nach der ATTERBERG - Methode (MÜLLER, 1967).

Nach dem STOKES'schen Gesetz ist die Fallgeschwindigkeit von Partikeln (v) in einer Flüssigkeit direkt proportional zur Erdbeschleunigung (g), der Differenz aus Partikeldichte (D_1) und Flüssigkeitsdichte (D_2), dem Quadrat des Partikelradius (r) sowie indirekt proportional zur Viskosität der Flüssigkeit (η).

$$v = 2/9 \cdot g \cdot (D_1 - D_2) / \eta \cdot r^2 \quad (\text{STOKES}) \quad (6)$$

Im vorliegenden Falle wurde als Sedimentationsflüssigkeit eine stark verdünnte Ammoniaklösung (1 ml 25 %ige NH_3 -Lsg. auf 10 l demin. H_2O) verwendet. Die Zeit bis zum vollständigen Absinken der Siltfraktion beträgt dabei bei einer konstanten Fallhöhe von 28,5 cm und einer Raumtemperatur von 22°C etwa 21 Stunden. Das überstehende tontrübe Wasser wurde abgesaugt und der Sedimentationsvorgang durch Auffüllen der Glaszylinder bis zur vollständigen Trennung der Fraktionen (klare überstehende Flüssigkeit) wiederholt.

Das Absetzen der abgetrennten Tonfraktion wurde durch Zugabe von mehreren ml einer 50%igen Magnesiumchloridlösung beschleunigt. Der hierbei erzeugte Überschuß an Mg-Ionen wurde später durch Zentrifugieren der Tonfraktion mit demineralisiertem Wasser wieder entfernt.

Abschließend wurden die getrockneten Fraktionen gewogen und der prozentuale Anteil am Gesamtsediment berechnet.

$$\text{Gew.Kies} + \text{Gew.Sand} + \text{Gew.Silt} + \text{Gew.Ton} = \text{Gesamtgew.Sed.} = 100\% \quad (7)$$

$$\text{Gew.Fraktion} \times 100\% / \text{Gesamtgew.Sed.} = \text{Gew.\% Fraktion} \quad (8)$$

A.1.4.8 Komponentenanalyse der Grobfraktion

An der entnommenen Spatelprobe (Sedimentmenge ca. 30 cm^3) wurde durch Schlämmen die Fraktion $> 63 \mu\text{m}$ abgetrennt und getrocknet. Auf eine Aufteilung der Grobfraktion in weitere Unterfraktionen, wie sie SARNTHEIN (1971) vornimmt, wurde aufgrund der meist sehr geringen Sand- und Kiesgehalte verzichtet.

Mit Hilfe eines Probenteilers wurde die Grobfraktion gleichmäßig soweit reduziert um gerade die für eine Schüttung der Ausleseschale ausreichende Menge zu erhalten. An jeder Probe wurden unter dem Binokular 400-600 Körner ausgezählt und die prozentualen Anteile berechnet.

$$\text{Kornzahl einer Komp.} \times 100\% / \text{Gesamtkornzahl} = \% \text{ Komp.} \quad (9)$$

Die Bestimmung der Komponenten erfolgte im wesentlichen nach äußeren Merkmalen. An Komponenten wurden unterschieden:

Terrigene Komponenten: Gesteinsfragmente (aus mehreren Mineralen bestehend), Quarz und Feldspäte, Amphibole und Pyroxene, Erze, vulkanische Gläser, andere terrigene Komponenten (versch. Schwerminerale u.a.).

Authigene Minerale: Glaukonit, Mikromanganknollen.

Biogene Komponenten: Planktische Foraminiferen, kalkige benthische Foraminiferen, agglutinierende Foraminiferen, Radiolarien, Diatomeen, Schwammnadeln, andere biogene Komponenten (Ostracoden, Fischzähne, Bryozoen).

Die Zusammensetzung authigener Minerale, eines vulkanischen Glases und eines Erzkornes wurde am Rasterelektronenmikroskop (SEM 515, PHILIPS) unter Einsatz des EDAX-Systems (Energy Dispersive X-ray Analysis) untersucht. Dieses Verfahren ermöglicht durch Ausnutzung der Röntgenfluoreszenz qualitative Aussagen über die Elementverteilung in einzelnen Mineralkörnern.

Die zu untersuchenden Objekte wurden zuvor mit Hilfe eines elektrisch leitfähigen Klebers (LEIT-C nach Göcke) auf REM-Träger montiert und mit einer molekularen Kohleschicht besputtert.

Zum Fotografieren wurden die Rasterpräparate zusätzlich mit Gold besputtert um den Kontrast und die Schärfe zu erhöhen.

Ergänzend zur REM / EDAX-Analyse wurden von Mikromanganknollen zweier Probenhorizonte des Schwerelot-Kernes untexturierte Präparate hergestellt, die im Röntgendiffraktometer (PHILIPS) untersucht wurden.

Hierzu wurden etwa 10 mg der Mikromanganknollen ausgelesen und im Achatmörser feingemahlen. Anschließend wurde das Material durch Zugabe von etwas demineralisiertem Wasser in Suspension gebracht, auf Aluminium-Träger pipettiert und getrocknet.

Die Messung der Präparate erfolgt nach dem Prinzip der BRAGG'schen Gleichung. Für eine Reflexion 1. Ordnung gilt dabei folgende Beziehung:

$$\lambda = 2 \cdot d \cdot \sin \theta \quad (10)$$

λ = Wellenlänge der emittierten Röntgenstrahlung (hier: $\lambda_{\text{CoK}\alpha} = 1,77889 \text{ \AA}$)

d = kristallspezifischer Gitterebenenabstand

θ = Reflexionswinkel (Glanzwinkel)

Zur Auswertung des Reflexionsspektrums wurde das "Mineral Powder Diffraction File", Search Manual & Data Book (BAYLISS et al., 1980 a, b) verwendet.

A.2 KERNBESCHREIBUNG (CORE DESCRIPTION)

Lithology

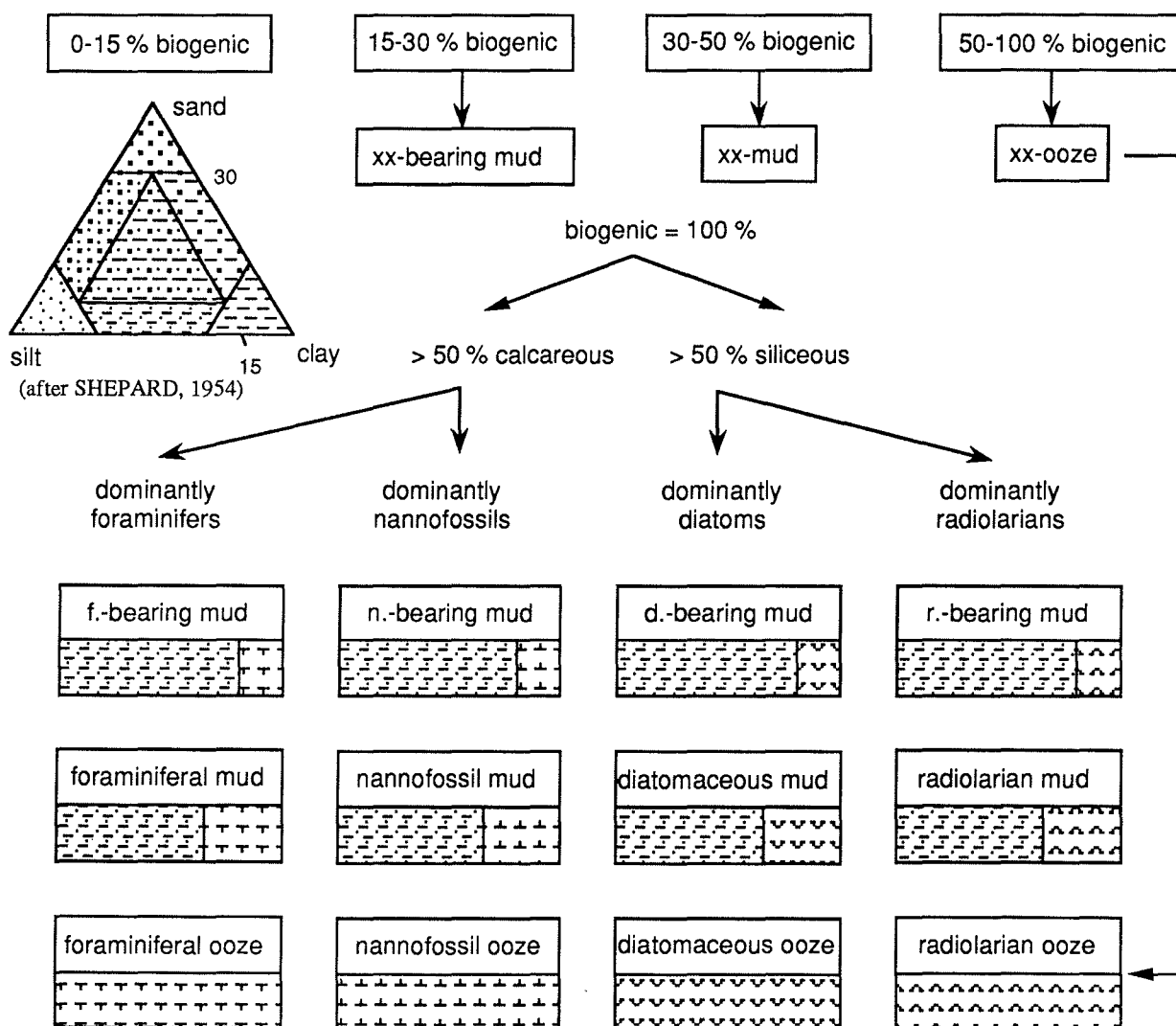
	sand
	sandy silt
	sandy clay
	sandy mud
	silt
	mud
	clay

	foraminiferal ooze
	nannofossil ooze
	diatomaceous ooze
	radiolarian ooze
	dropstones ("IRD")

Structure

	bioturbation
	stratification
	lamination
	cross bedding
	fining upwards sequence
	sharp boundary
	gradational boundary
	transition zone

Nomenclature



PS1823-1 (GKG)

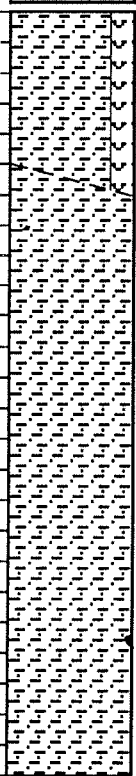
Riiser-Larsen Sea

ANT VIII/6

Recovery: 0.5 m

65° 55.8'S, 30° 50.1'E

Water depth: 4442 m

Lithology	Struct.	Colour	Description	Age
	5Y4/3		0-10 cm: diatom-bearing mud , olive, strongly bioturbated (<i>Chondrites</i> , <i>Planulites</i>) 0-4 cm: high water content (soupy sediment) biologically homogenized 5 cm: distinct narrow gap	Quaternary
	5Y4/2		10-12 cm: transition zone	
20	5Y4/3		12-50 cm: mud , olive to olive gray, strongly bioturbated (<i>Chondrites</i> , <i>Planulites</i> , <i>Teichichnus</i> ?)	
	5Y4/2			
20	5Y4/3		14 cm: dropstone (4 mm Ø)	
	5Y4/2			
40			41 cm: dropstone (8 mm Ø)	
50			50 cm: end of core	
60				
70				
80				
90				
100				

PS1823-6 (SL)















Riiser-Larsen Sea

ANT VIII/6

Recovery: 13.96 m

65° 56.1'S, 30° 49.6'E

Water depth: 4442 m

Lithology	Struct.	Colour	Description	Age
Depth in core (cm)		5Y4/3	0-2 cm: diatom-bearing mud , olive, strongly bioturbated (<i>Chondrites</i> , <i>Zoophycos</i> , <i>Planulites</i> , <i>Teichichnus</i> ?)	
			2 cm: dropstone (4 mm Ø)	
			2-4 cm: transition zone	
			4-100 cm: mud , olive to olive gray, strongly bioturbated (<i>Chondrites</i> , <i>Planulites</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Zoophycos</i>)	
		5Y4/2	3 and 75 cm: distinct <i>Planulites</i> -burrows filled with olive gray (5Y5/2) sediment	
			8 cm: 2 dropstones (3 mm Ø)	
			30 cm: dropstone (4 mm Ø)	
			33 cm: dropstone (6 mm Ø)	
				
				
				
		5Y4/3	58 cm: dropstone (3 mm Ø)	
				
				
		5Y4/2		
				
				
				

Quaternary

Lithology	Struct.	Colour	Description	Age
100				
110		5Y4/2	100-200 cm: mud , olive to olive gray to olive brown, moderately to strongly bioturbated (<i>Chondrites</i> , <i>Planulites</i> , <i>Zoophycos</i> ?)	
120		2.5Y4/4		
130			126 cm: 2 dropstones (3 mm Ø)	
140		5Y4/3		
150		5Y4/2		
160				
170		5Y4/3		
180				
190			196-199 cm: laminated sediment	
197		5Y4/2	197 cm: silt layer, 3 mm, dark gray (5Y4/1)	
200		5Y4/1		
		5Y4/3		
				Quaternary

PS1823-6 (SL)

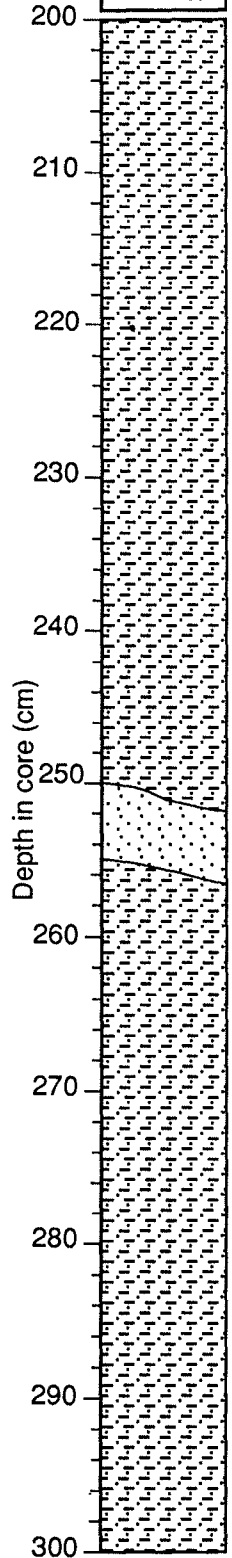
Riiser-Larsen Sea

ANT VIII/6

Recovery: 13.96 m

65° 56.1'S, 30° 49.6'E

Water depth: 4442 m

Lithology	Struct.	Colour	Description	Age
			200-250 cm: mud , olive to olive gray to olive brown, strongly bioturbated (<i>Chondrites</i> , <i>Planulites</i> , <i>Teichichnus</i>)	
	5Y4/3			
	5Y4/2		220 cm: dropstone (3 mm Ø)	
	2.5Y4/4			
	5Y4/3			
	5Y4/2			
	5Y2.5/2		250-257 cm: silt , little fine sand content, lamination combined with colour change from olive gray to black, stiff, slightly bioturbated (<i>Planulites</i> , <i>Chondrites</i>), coring disturbance	
	5Y4/3			
			257-300 cm: mud , olive to olive gray, poorly stratified, moderately to strongly bioturbated (<i>Chondrites</i> , <i>Planulites</i> , <i>Zoophycos</i> , <i>Teichichnus</i>)	
	5Y4/3			
	5Y4/2			

Quaternary



PS1823-6 (SL)

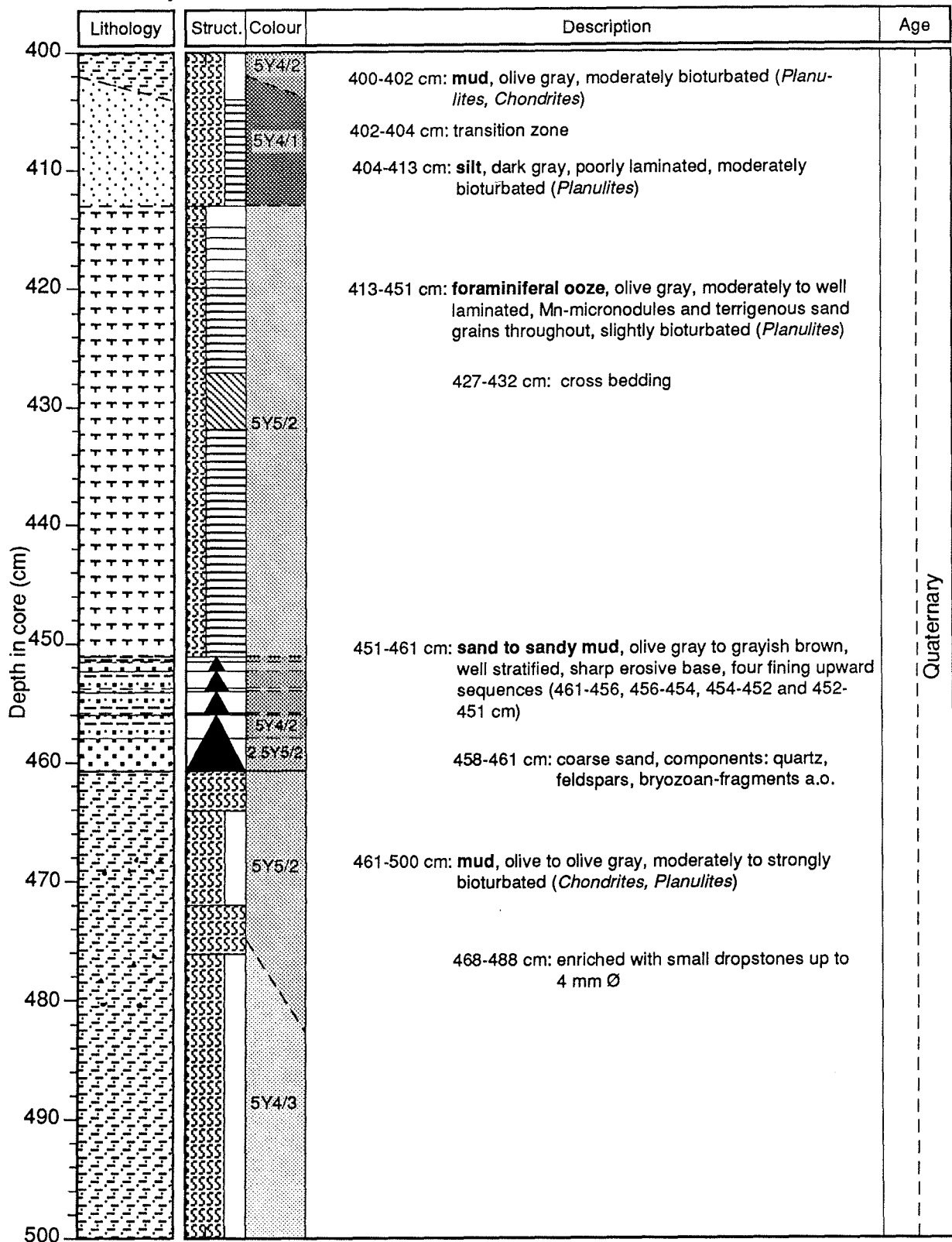
Riiser-Larsen Sea

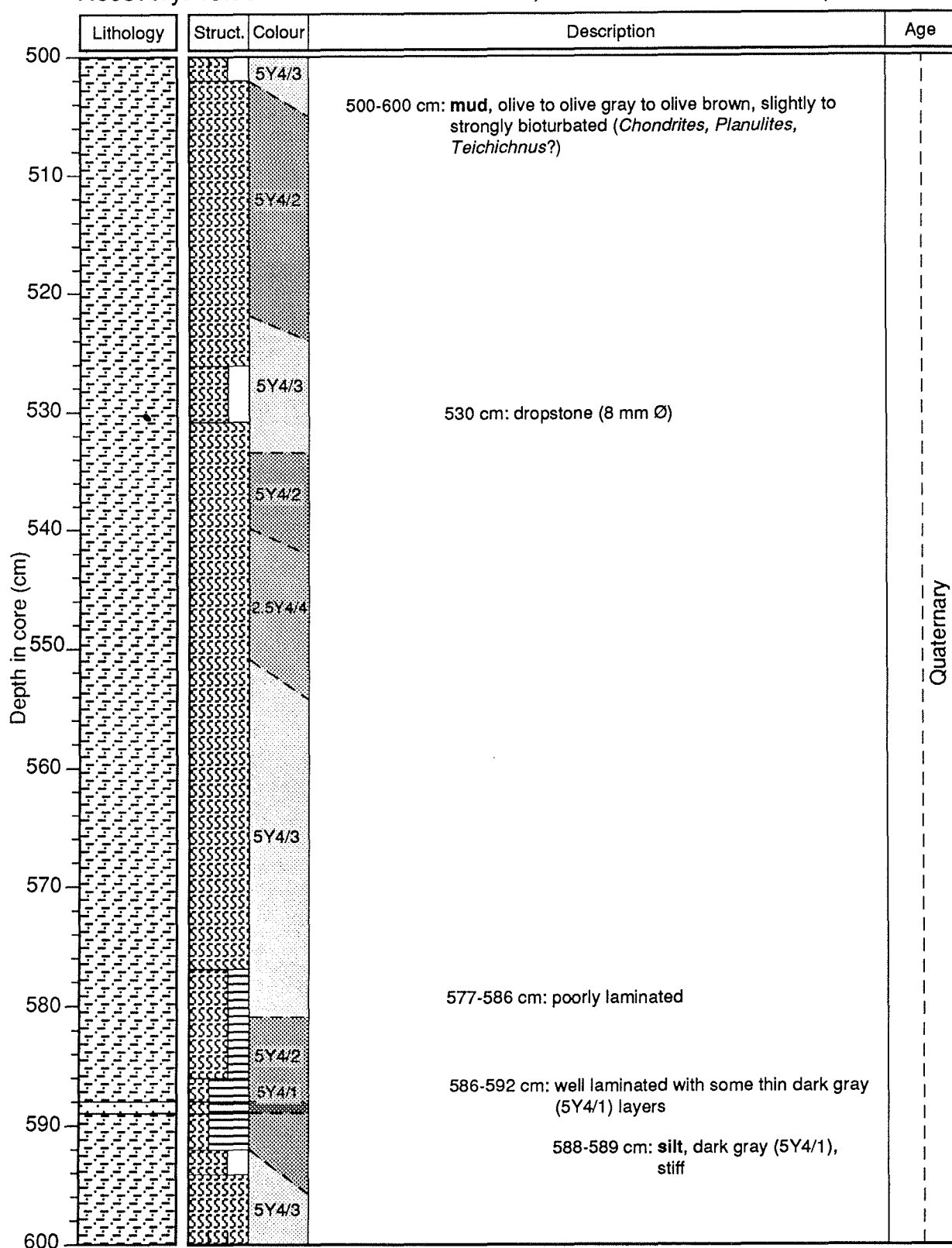
ANT VIII/6

Recovery: 13.96 m

65° 56.1'S, 30° 49.6'E

Water depth: 4442 m





PS1823-6 (SL)


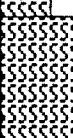


Riiser-Larsen Sea

ANT VIII/6

Recovery: 13.96 m

65° 56.1'S, 30° 49.6'E

Water depth: 4442 m

Lithology	Struct.	Colour	Description	Age
Depth in core (cm) 600 610 620 630 640 650 660 670 680 690 700		5Y4/2	600-700 cm: mud, olive to olive gray to olive brown, moderately to strongly bioturbated (<i>Chondrites</i> , <i>Planulites</i> , <i>Teichichnus</i> ?, <i>Zoophycos</i> ?), increasing coring disturbance	Quaternary
		5Y4/3		
		5Y4/2	630-700 cm: sporadically appearance of mineralized <i>Chondrites</i> -burrows (Mn-micronodules)	
		2.5Y4/4	645-648 cm: 2 dropstones (8 and 3 mm Ø)	
		5Y4/3	663 cm: dropstone (6 mm Ø)	
		2.5Y4/4		
		5Y4/3		

PS1823-6 (SL)

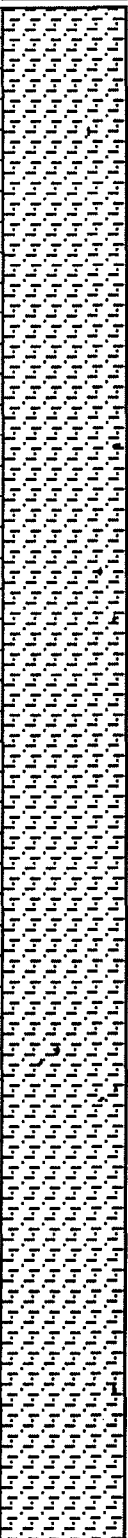
Riiser-Larsen Sea

ANT VIII/6

Recovery: 13.96 m

65° 56.1' S, 30° 49.6' E

Water depth: 4442 m

Lithology	Struct.	Colour	Description	Age
	5Y4/3		700-800 cm: mud , olive to olive gray to olive brown, moderately to strongly bioturbated, Mn-micronodules (< 1 mm Ø) throughout, moderately to strongly bioturbated (<i>Chondrites</i> , <i>Planulites</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Zoophycos</i>), scattered mineralized <i>Chondrites</i> -burrows	Quaternary
			708 cm: dropstone (3 mm Ø)	
	2.5Y4/4			
			729-741 cm: 3 dropstones (3-4 mm Ø)	
	5Y4/3			
	5Y4/2		768-772 cm: 4 dropstones (3-4 mm Ø)	
	5Y4/3			
			790 cm: dropstone (4 mm Ø)	
	5Y4/2			

PS1823-6 (SL)

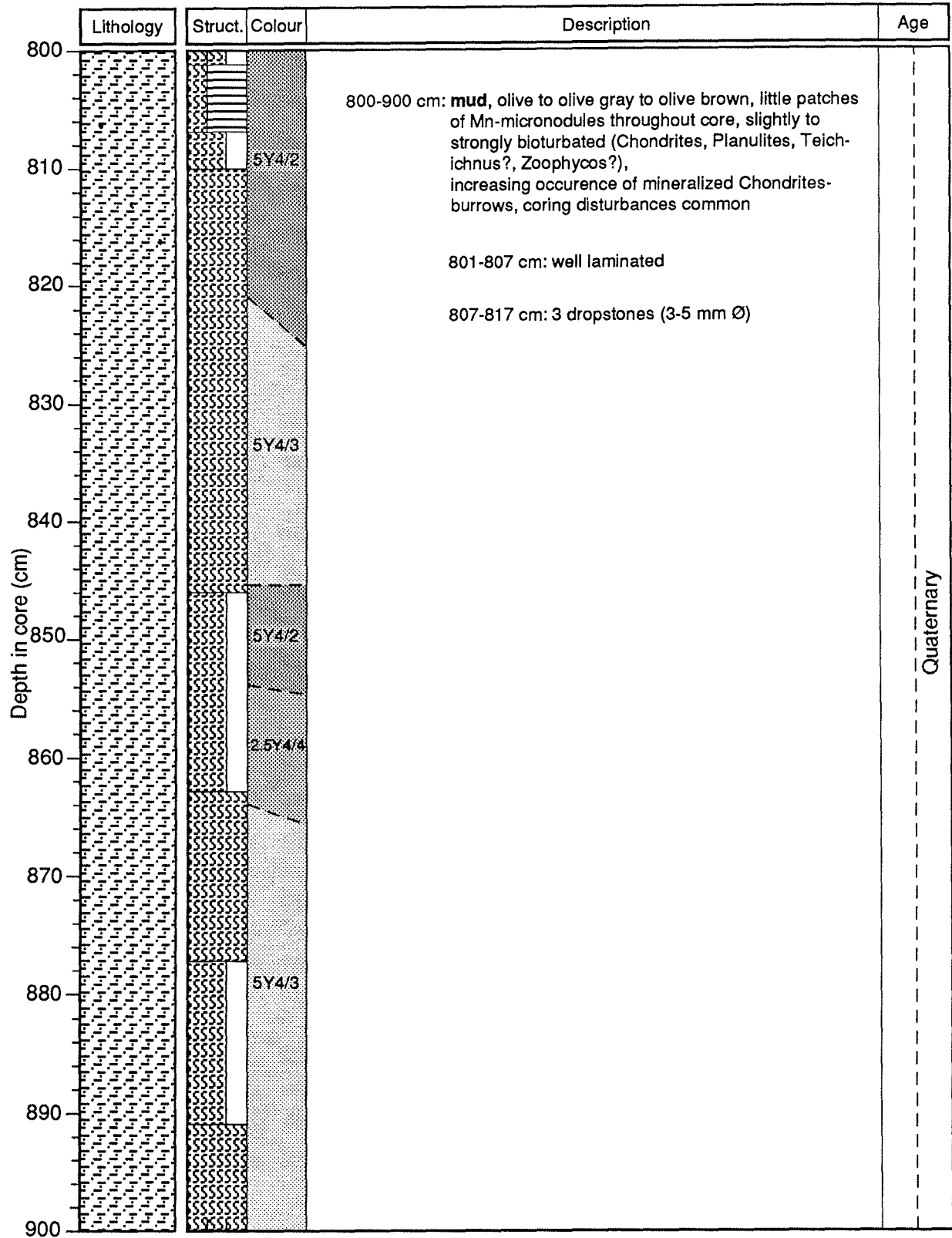
Riiser-Larsen Sea

ANT VIII/6

Recovery: 13.96 m

65° 56.1'S, 30° 49.6'E

Water depth: 4442 m



PS1823-6 (SL)

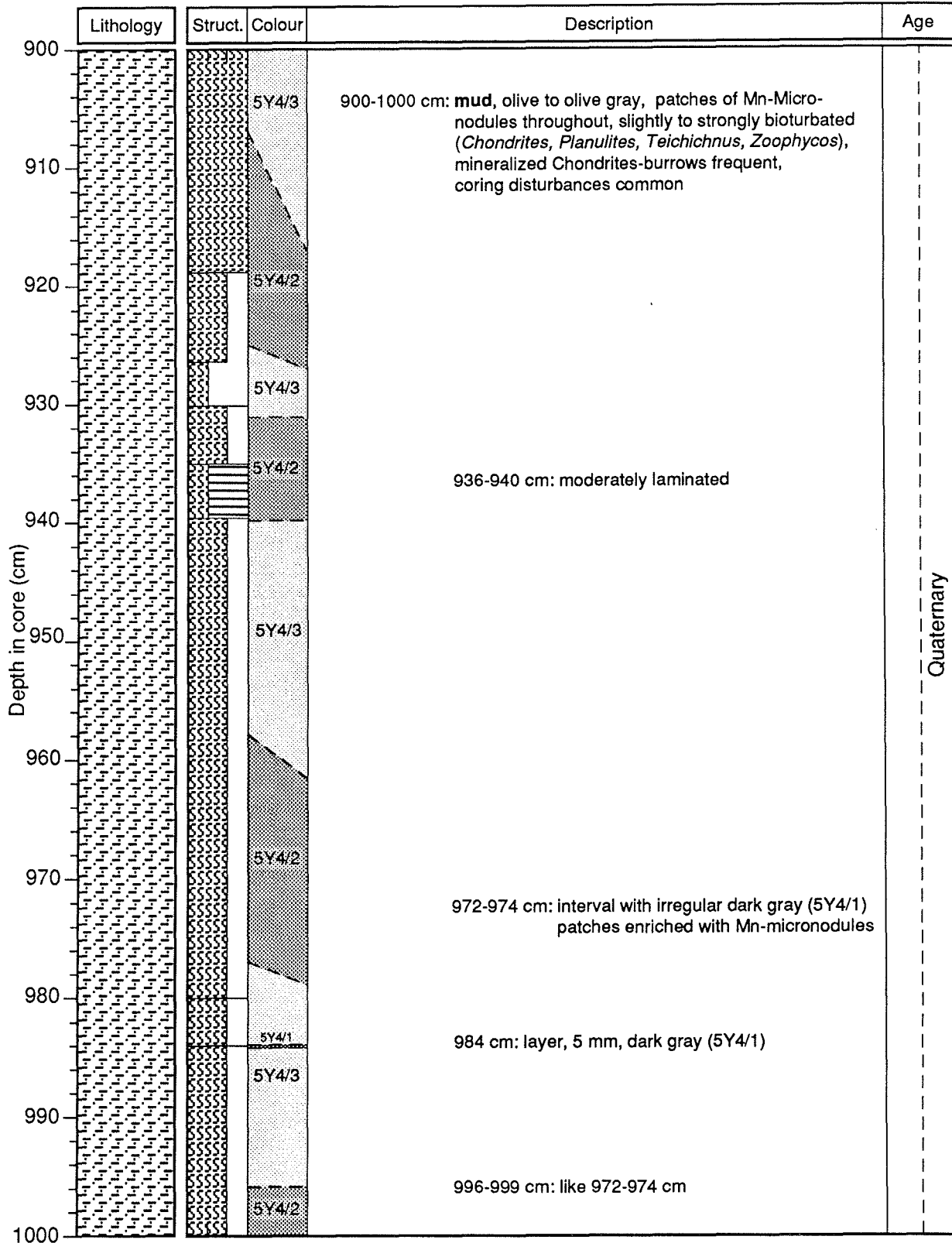
Riiser-Larsen Sea

ANT VIII/6

Recovery: 13.96 m

65° 56.1'S, 30° 49.6'E

Water depth: 4442 m



PS1823-6 (SL)

Riiser-Larsen Sea

ANT VIII/6

Recovery: 13.96 m

65° 56.1'S, 30° 49.6'E

Water depth: 4442 m

Lithology	Struct.	Colour	Description	Age
		5Y4/2	1000-1100 cm: mud , olive to olive gray to olive brown, plenty of Mn-micronodules in small clusters throughout, moderately to strongly bioturbated (<i>Chondrites</i> , <i>Planulites</i> , <i>Zoophycos</i>), scattered appearance of mineralized <i>Chondrites</i> -burrows, coring disturbances frequent	Quaternary
		2.5Y4/4		
		5Y4/2		
		5Y4/2		
		5Y4/3		
		5Y4/1	1050 cm: layer, 6 mm, dark gray (5Y4/1)	
		5Y4/2		
		5Y4/1	1062-1067 cm: poorly laminated	
		5Y4/3	1064 cm: silt , 4 mm, dark gray (5Y4/1)	
		5Y4/2	1072 cm: dropstone (3 mm Ø)	
		5Y4/3		
		5Y4/2		

ANT VIII/6

Water depth: 4442 m

Lithology	Struct.	Colour	Description	Age
1100		5Y4/2	1100-1200 cm: mud , olive to olive gray to olive brown, patchy and stratified occurrence of Mn-micronodules especially throughout olive gray intervals, poorly stratified, moderately to strongly bioturbated (<i>Chondrites</i> , <i>Planulites</i>), few sparsely mineralized <i>Chondrites</i> -burrows, heavily disturbed by coring	
1110		2.5Y4/4		
1120		5Y4/2	1103 cm: dropstone (4 mm Ø) 1120 cm: dropstone (6 mm Ø)	
1130		5Y4/2		
1140		5Y4/3		
1150		5Y4/2		
1160		5Y4/3		
1170		5Y4/2	1171 cm: dropstone (4 mm Ø)	
1180		5Y4/2	1183-1186 cm: poorly laminated	
1190		5Y4/3		
1200		5Y4/2		

Quaternary

PS1823-6 (SL)

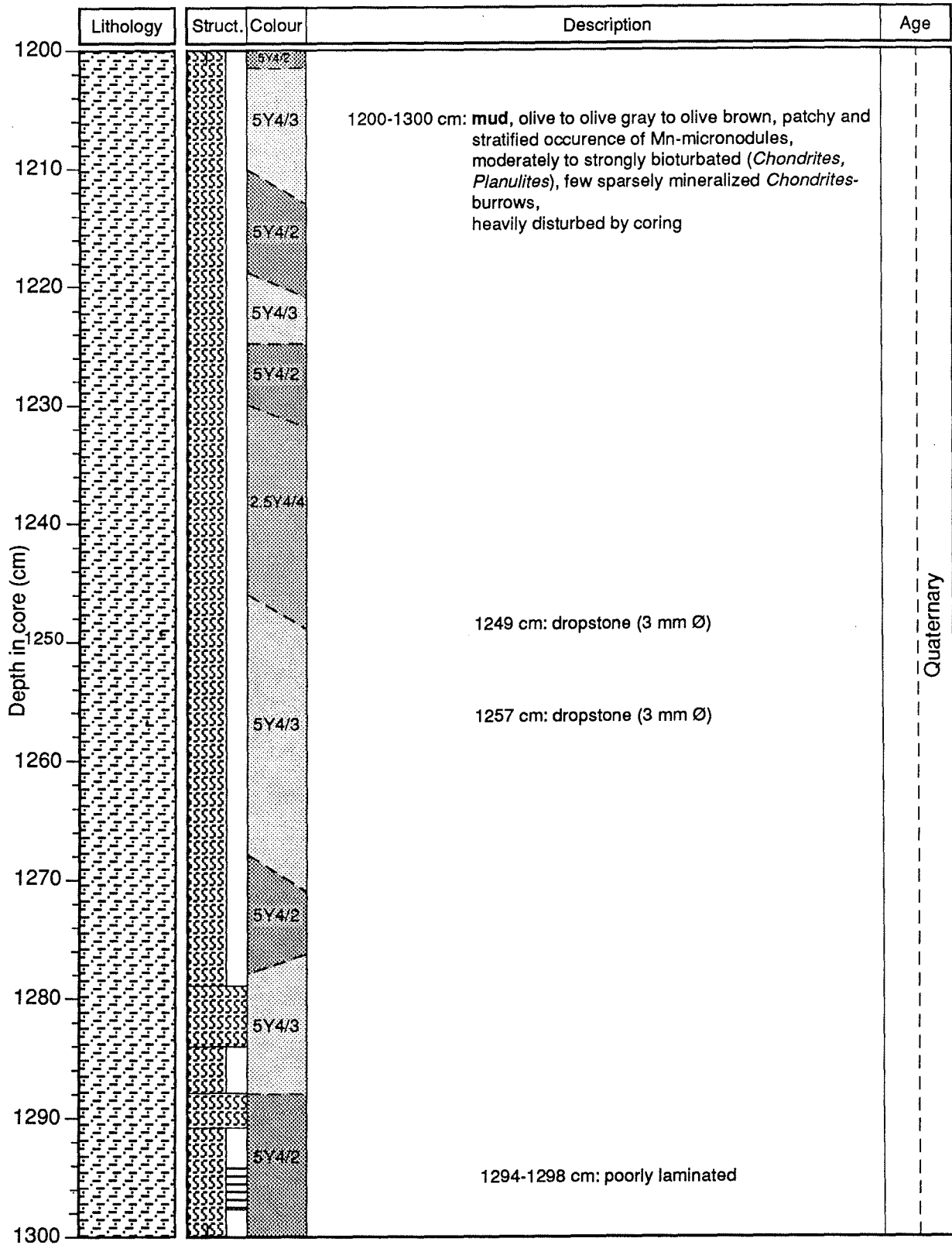
Riiser-Larsen Sea

ANT VIII/6

Recovery: 13.96 m

65° 56.1'S, 30° 49.6'E

Water depth: 4442 m



PS1823-6 (SL)

Riiser-Larsen Sea

ANT VIII/6

Recovery: 13.96 m

65° 56.1' S, 30° 49.6' E

Water depth: 4442 m

	Lithology	Struct.	Colour	Description	Age
1300			5Y4/3	1300-1396 cm: mud , olive to olive gray, patchy distributed Mn-micronodules, moderately bioturbated (<i>Chondrites</i> , <i>Planolites</i>), sparsely mineralized <i>Chondrites</i> -burrows common, heavily disturbed by coring	Quaternary
1310			5Y4/2		
1320			5Y4/3	1334 cm: concretion (8 mm Ø), brownish, porous, probably Fe-hydroxide	
1330			5Y4/2		
1340			5Y4/3	1342-1345 cm: 2 dropstones (3-4 mm Ø)	
1350			5Y4/2		
1360			5Y4/3	1379-1382 cm: poorly laminated	
1370			5Y4/2		
1380			5Y4/3	1384-1396 cm: corecatcher (CC), totally disturbed	
1390			5Y4/2		
1400			5Y4/3	1396 cm: end of core	
			5Y4/2	smear slides: 1, 98, 199, 299, 399, 499, 599, 699, 799, 899, 999, 1099, 1198, 1298, CC	

A.3 SEDIMENTOLOGISCHE PARAMETER

PS 1823-1 GKG: Sedimentologische Parameter

Tiefe [cm]	Wasser [%]	Korndichte [g/cm*3]	Feuchtraumd. [g/cm*3]	Kies [Gew%]	Sand [Gew%]	Silt [Gew%]	Ton [Gew%]	Corg [Gew%]	CaCO3 [Gew%]
1	62,8	2,70	1,30	0,00	1,12	42,55	56,33	0,50	0,00
6	54,8	2,84	1,41	0,00	0,71	45,24	54,05	0,34	0,08
12	50,9	2,68	1,45	0,00	0,50	47,47	52,03	0,27	0,12
20	49,8	2,79	1,47	0,00	0,29	49,77	49,94	0,20	0,40
26	51,1	2,77	1,44	0,00	0,21	44,79	55,00	0,20	0,20
35	51,3	2,73	1,45	0,00	0,23	45,36	54,41	0,17	0,46
45	46,9	2,83	1,52	0,00	0,36	49,33	50,31	0,14	1,46

PS 1823-6 SL: Sedimentologische Parameter

Tiefe [cm]	Wasser [%]	Korndichte [g/cm*3]	Feuchtraumd. [g/cm*3]	Kies [Gew%]	Sand [Gew%]	Silt [Gew%]	Ton [Gew%]	Corg [Gew%]	CaCO3 [Gew%]
1	52,7	2,78	1,43	0,00	1,04	45,81	53,16	0,30	0,11
5	50,2	2,67	1,46	0,00	0,61	46,26	53,13	0,24	0,09
10	47,3	2,87	1,52	0,00	0,19	48,91	50,91	0,18	0,46
15	50,2	2,83	1,47	0,00	0,21	45,77	54,03	0,19	0,41
20	49,0	2,86	1,49	0,00	0,19	47,70	52,12	0,17	0,88
25	47,5	2,94	1,52	0,00	0,17	48,78	51,05	0,16	1,53
30	48,4	2,79	1,49	0,00	0,14	49,48	50,38	0,13	1,72
35	48,3	2,80	1,49	0,00	0,22	49,59	50,18	0,14	5,02
40	50,7	2,99	1,48	0,00	0,43	51,11	48,46	0,16	12,16
45	54,7	2,93	1,42	0,00	0,73	56,40	42,87	0,14	14,10
50	54,7	2,67	1,40	0,00	0,65	62,24	37,10	0,14	1,42
55	49,0	2,79	1,48	0,00	0,34	65,72	33,94	0,12	0,00
60	53,2	2,78	1,42	0,00	0,76	63,08	36,16	0,11	0,05
65	56,6	2,76	1,38	0,00	0,66	58,57	40,78	0,13	0,00
70	60,3	2,69	1,33	0,00	1,45	55,70	42,84	0,11	0,00
75	55,0	2,75	1,40	0,00	1,72	58,86	39,42	0,12	0,08
80	58,1	2,60	1,35	0,00	1,32	57,10	41,58	0,11	0,00
85	45,1	2,81	1,55	0,00	0,22	51,37	48,41	0,11	0,19
90	49,1	2,78	1,48	0,00	0,29	53,82	45,89	0,11	0,08
95	50,4	2,78	1,46	0,00	0,15	56,51	43,34	0,11	0,07
100	49,0	2,80	1,49	0,00	0,28	56,32	43,40	0,10	0,11
109	48,6	2,81	1,49	0,00	0,14	55,67	44,19	0,12	0,00
116	48,7	2,73	1,48	0,00	0,28	57,20	42,52	0,09	0,00
124	50,2	2,87	1,48	0,00	0,53	61,27	38,20	0,11	0,06
134	49,7	2,85	1,48	0,00	0,42	62,16	37,42	0,10	0,01
144	49,3	2,88	1,49	0,00	0,40	59,92	39,68	0,09	0,11
152	46,8	2,78	1,52	0,00	0,21	56,28	43,51	0,10	0,00
160	51,9	2,73	1,44	0,00	0,08	50,35	49,57	0,10	0,00
170	51,0	2,68	1,44	0,00	0,15	51,23	48,62	0,11	0,00
180	53,5	2,80	1,41	0,00	0,17	56,22	43,61	0,10	0,03
188	52,2	2,78	1,44	0,00	0,16	62,02	37,83	0,10	0,00
196	53,7	2,67	1,41	0,00	0,12	46,96	52,91	0,10	0,00
206	53,7	2,63	1,40	0,00	0,80	54,44	44,76	0,11	0,00
214	48,8	2,71	1,48	0,00	1,29	58,50	40,22	0,09	0,00
223	46,5	2,82	1,53	0,00	0,17	52,69	47,14	0,09	0,00
233	53,6	2,75	1,42	0,00	0,21	54,15	45,64	0,10	0,00
243	51,4	2,70	1,44	0,00	0,20	51,52	48,28	0,09	0,00
248	49,1	2,79	1,49	0,00	0,25	51,09	48,66	0,07	0,00
255	21,8	2,88	2,04	0,00	3,06	94,30	2,64	0,02	0,00
263	56,6	2,77	1,39	0,00	1,01	50,35	48,64	0,10	0,00
273	45,1	2,72	1,54	0,00	0,48	57,43	42,09	0,11	0,00
283	33,3	2,73	1,64	0,00	0,71	57,38	41,91	0,10	0,00
293	46,4	2,82	1,53	0,00	0,25	45,87	53,88	0,10	0,00
300	51,6	2,78	1,45	0,00	0,30	47,32	52,38	0,12	0,00
310	51,1	2,81	1,46	0,00	0,14	52,98	46,88	0,10	0,00
320	51,9	2,87	1,46	0,00	0,24	57,75	42,01	0,08	0,02
330	54,2	2,71	1,41	0,00	0,45	59,43	40,13	0,10	0,00

PS 1823-6 SL: Sedimentologische Parameter

(Fortsetzung)

Tiefe [cm]	Wasser [%]	Korndichte [g/cm*3]	Feuchtraumd. [g/cm*3]	Kies [Gew %]	Sand [Gew %]	Silt [Gew %]	Ton [Gew %]	Corg [Gew %]	CaCO3 [Gew %]
340	51,2	2,88	1,47	0,00	0,20	57,14	42,65	0,11	0,00
350	50,0	2,75	1,47	0,00	0,18	57,26	42,56	0,11	0,00
360	52,2	2,80	1,44	0,00	0,28	55,91	43,81	0,10	0,00
366	48,3	2,77	1,50	0,00	0,11	67,08	32,82	0,09	0,00
374	47,4	2,82	1,51	0,00	0,24	50,33	49,43	0,11	0,00
384	51,4	2,88	1,46	0,00	0,23	58,96	40,81	0,10	0,00
394	49,8	2,83	1,48	0,00	0,48	62,25	37,27	0,09	0,00
401	49,1	2,72	1,48	0,00	0,15	54,02	45,82	0,09	0,00
407	42,0	2,73	1,59	0,00	4,81	74,94	20,25	0,06	0,09
413	36,3	2,83	1,70	0,00	9,80	71,85	18,35	0,06	3,59
420	41,0	2,97	1,64	0,00	39,07	46,42	14,51	0,03	41,37
430	48,4	2,99	1,51	0,00	57,75	29,57	12,69	0,05	49,38
440	47,9	2,80	1,50	0,00	52,28	32,05	15,67	0,05	46,37
450	46,2	2,62	1,50	0,00	26,23	48,29	25,49	0,07	30,15
452	27,4	2,70	1,84	0,00	80,44	13,68	5,88	0,02	21,43
456	34,0	2,75	1,71	0,00	66,08	20,62	13,30	0,03	19,71
460	23,5	2,77	1,93	0,00	90,09	6,57	3,34	0,02	14,54
465	48,3	2,68	1,48	0,00	3,19	50,80	46,01	0,12	4,43
475	50,3	2,76	1,46	0,00	1,41	44,99	53,60	0,14	3,39
485	51,6	2,76	1,44	0,00	0,63	42,96	56,41	0,12	0,20
495	50,1	2,81	1,47	0,00	0,39	41,39	58,22	0,12	0,09
505	50,6	2,84	1,47	0,00	0,11	43,74	56,14	0,12	0,04
515	50,1	2,66	1,46	0,00	0,16	44,45	55,40	0,10	0,00
525	50,2	2,78	1,47	0,00	0,48	48,11	51,40	0,10	0,00
533	47,7	2,82	1,51	0,00	0,40	46,76	52,84	0,10	0,00
539	50,6	2,90	1,48	0,00	0,25	47,00	52,74	0,11	0,00
548	52,9	2,84	1,44	0,00	0,28	52,89	46,83	0,09	0,01
558	49,8	2,86	1,48	0,00	0,33	55,19	44,49	0,12	0,00
568	51,1	2,95	1,48	0,00	0,29	56,13	43,58	0,12	0,00
577	49,9	2,66	1,45	0,00	0,27	46,76	52,97	0,12	0,00
585	52,3	2,85	1,45	0,00	0,07	47,11	52,82	0,09	0,04
589	43,6	2,83	1,58	0,00	0,11	74,48	25,41	0,06	0,02
597	48,1	2,85	1,51	0,00	0,45	53,72	45,83	0,11	0,00
607	47,1	2,88	1,53	0,00	0,03	51,46	48,50	0,08	0,11
617	53,4	2,89	1,44	0,00	0,09	49,26	50,65	0,09	0,11
627	52,0	3,02	1,47	0,00	0,18	48,51	51,31	0,10	0,00
637	48,0	2,86	1,52	0,00	0,15	49,42	50,43	0,09	0,02
647	48,6	2,92	1,51	0,00	0,14	50,63	49,23	0,10	0,00
653	52,2	2,91	1,45	0,00	0,23	57,52	42,25	0,10	0,00
660	51,2	2,93	1,47	0,00	0,22	57,95	41,82	0,09	0,04
670	46,7	2,85	1,53	0,00	0,60	57,43	41,97	0,11	0,00
680	50,6	2,96	1,49	0,00	0,13	47,01	52,85	0,10	0,00
689	52,6	3,17	1,48	0,00	0,16	55,11	44,73	0,10	0,00
697	51,6	3,02	1,48	0,00	0,12	54,02	45,86	0,10	0,00
707	48,5	2,82	1,50	0,00	0,12	52,06	47,82	0,10	0,00
717	51,3	2,93	1,46	0,00	0,14	54,60	45,26	0,11	0,00
727	47,9	2,92	1,52	0,00	0,39	59,56	40,06	0,10	0,00
737	49,7	2,81	1,48	0,00	0,36	52,11	47,53	0,11	0,00
747	48,3	2,97	1,52	0,00	0,35	49,29	50,36	0,12	0,00
757	49,2	2,86	1,49	0,00	0,17	48,16	51,68	0,11	0,00
767	45,5	2,97	1,57	0,00	0,17	49,67	50,16	0,10	0,00
773	48,4	2,99	1,52	0,00	0,11	51,13	48,77	0,09	0,00
783	49,6	3,06	1,51	0,00	0,18	51,45	48,37	0,09	0,01
793	47,4	2,83	1,52	0,00	0,11	52,34	47,54	0,10	0,00
803	48,6	2,89	1,51	0,00	0,11	39,43	60,46	0,09	0,00
813	48,6	2,84	1,50	0,00	0,18	47,38	52,44	0,08	0,04
822	48,4	2,71	1,49	0,00	0,16	54,27	45,58	0,09	0,00
832	46,8	2,82	1,53	0,00	0,11	55,02	44,86	0,12	0,00
842	45,4	2,89	1,56	0,00	0,63	61,55	37,82	0,09	0,00
849	44,1	2,95	1,59	0,00	0,48	55,88	43,64	0,10	0,00
859	53,3	3,00	1,45	0,00	0,18	49,77	50,05	0,11	0,00
869	51,9	2,73	1,44	0,00	0,11	57,86	42,03	0,11	0,00
879	48,0	2,92	1,52	0,00	0,24	58,38	41,38	0,11	0,00
889	48,1	2,91	1,51	0,00	0,15	54,05	45,80	0,09	0,00
898	46,0	2,86	1,54	0,00	0,21	52,99	46,80	0,10	0,00
908	45,9	2,80	1,54	0,00	0,16	51,47	48,37	0,11	0,00

PS 1823-6 SL: Sedimentologische Parameter

(Fortsetzung)

Tiefe [cm]	Wasser [%]	Korndichte [g/cm*3]	Feuchtraumd. [g/cm*3]	Kies [Gew %]	Sand [Gew %]	Silt [Gew %]	Ton [Gew %]	Corg [Gew %]	CaCO3 [Gew %]
916	47,1	2,93	1,54	0,00	0,11	49,37	50,52	0,11	0,00
923	45,8	2,98	1,56	0,00	0,07	49,13	50,80	0,11	0,00
928	48,2	2,83	1,50	0,00	0,17	55,57	44,27	0,10	0,00
937	41,6	2,99	1,64	0,00	0,08	67,82	32,10	0,09	0,00
947	46,5	2,93	1,54	0,00	0,22	61,14	38,65	0,10	0,00
957	46,7	2,83	1,53	0,00	0,20	58,28	41,52	0,08	0,10
967	47,5	2,80	1,51	0,00	0,10	54,59	45,32	0,08	0,00
974	46,6	2,81	1,53	0,00	0,06	52,09	47,85	0,10	0,00
984	50,6	3,00	1,49	0,00	0,10	41,95	57,95	0,14	0,00
992	49,0	2,75	1,48	0,00	0,13	46,69	53,18	0,11	0,00
998	48,9	2,91	1,51	0,00	0,20	48,22	51,58	0,11	0,00
1002	48,5	2,92	1,51	0,00	0,12	50,38	49,49	0,09	0,00
1012	49,3	2,81	1,49	0,00	0,29	51,03	48,69	0,11	0,00
1022	45,3	2,90	1,56	0,00	0,25	57,87	41,88	0,10	0,00
1032	48,6	2,85	1,50	0,00	0,21	54,92	44,87	0,09	0,00
1042	47,4	2,85	1,51	0,00	0,11	52,80	47,09	0,11	0,00
1051	46,1	2,85	1,53	0,00	0,18	59,06	40,76	0,09	0,00
1061	48,1	2,85	1,51	0,00	0,04	44,90	55,06	0,10	0,00
1070	47,8	2,80	1,51	0,00	0,44	56,85	42,71	0,10	0,00
1079	45,3	2,80	1,54	0,00	0,31	51,38	48,31	0,08	0,09
1090	45,4	2,73	1,53	0,00	0,32	57,21	42,47	0,07	0,05
1103	43,6	2,81	1,57	0,00	0,49	57,24	42,27	0,08	0,00
1113	48,3	2,76	1,49	0,00	0,32	55,82	43,86	0,09	0,00
1123	43,3	2,69	1,56	0,00	0,31	62,00	37,70	0,09	0,00
1133	45,2	2,83	1,55	0,00	0,13	55,95	43,92	0,07	0,01
1142	43,8	2,80	1,57	0,00	0,08	48,39	51,53	0,10	0,00
1152	43,5	2,70	1,56	0,00	0,18	55,46	44,36	0,09	0,00
1162	44,1	2,77	1,56	0,00	0,63	55,77	43,60	0,09	0,16
1172	43,6	2,74	1,56	0,00	0,20	50,59	49,22	0,09	0,00
1182	45,7	2,76	1,53	0,00	0,09	45,12	54,79	0,10	0,00
1190	44,5	2,81	1,55	0,00	0,38	49,85	49,77	0,11	0,00
1195	43,7	2,75	1,56	0,00	0,25	50,64	49,11	0,08	0,03
1205	44,2	2,75	1,56	0,00	0,27	53,46	46,27	0,11	0,00
1215	43,9	2,76	1,55	0,00	0,25	46,53	53,22	0,12	0,00
1225	43,2	2,74	1,57	0,00	0,21	50,05	49,74	0,10	0,00
1235	46,3	2,76	1,52	0,00	0,26	38,67	61,07	0,14	0,00
1245	45,1	2,79	1,55	0,00	0,17	31,22	68,61	0,15	0,00
1255	46,9	2,77	1,51	0,00	0,23	50,30	49,47	0,12	0,00
1265	47,0	2,75	1,51	0,00	0,18	49,08	50,74	0,11	0,00
1274	45,3	2,83	1,55	0,00	0,25	49,55	50,19	0,11	0,00
1284	44,9	2,73	1,54	0,00	0,15	55,70	44,15	0,09	0,00
1294	43,0	2,78	1,58	0,00	0,22	55,06	44,73	0,09	0,00
1304	45,0	2,81	1,55	0,00	0,17	55,08	44,75	0,10	0,00
1314	41,8	2,76	1,59	0,00	0,11	51,50	48,39	0,11	0,00
1324	41,2	2,86	1,62	0,00	0,13	49,21	50,66	0,11	0,00
1334	48,8	2,88	1,50	0,00	0,08	43,96	55,96	0,09	0,00
1344	44,2	2,80	1,56	0,00	0,34	57,19	42,46	0,10	0,00
1351	42,8	2,83	1,59	0,00	0,16	53,40	46,44	0,11	0,00
1361	46,7	2,91	1,54	0,00	0,16	54,06	45,79	0,12	0,00
1371	43,4	2,87	1,59	0,00	0,24	57,23	42,53	0,10	0,00
1381	41,8	2,80	1,60	0,00	0,09	55,57	44,34	0,11	0,00
1392	48,1	2,85	1,51	0,00	0,17	55,09	44,73	0,10	0,00

PS 1823-1 GKG: KOMPONENTENANALYSE DER GROBFRAKTION [% Komp. >63 µm]

Tiefe [cm]	TERRIGENE KOMPONENTEN							AUTHIGENE MINERALE		Radiol.	BIOGENE KOMPONENTEN					
	Gest.frag.	Quarz+Fsp	Glimmer	Amph.+Pyr.	Glas	Erz	Andere	Mn.-Kn.	Glaukonit		Plankt.For.	Benth.kalk.F.	Aggl.For.	Schwammn.	Diatom.	Andere
1	0,7	26,5	6,5	0,9	0,0	0,0	2,2	0,4	0,0	45,2	0,0	0,0	12,4	4,9	0,0	0,2
6	0,5	31,5	7,1	0,2	0,7	1,1	1,1	0,0	0,0	48,9	0,0	0,0	5,3	3,7	0,0	0,0
12	0,7	30,6	5,7	0,9	0,9	0,2	1,1	0,0	0,0	56,5	0,0	0,0	1,8	1,6	0,0	0,0
20	0,0	30,1	6,5	0,8	0,4	0,0	1,2	0,0	0,0	57,3	0,0	0,0	0,8	2,9	0,0	0,0
26	1,1	66,0	9,3	1,7	1,5	0,0	1,5	0,0	0,4	13,6	0,0	0,2	3,8	0,8	0,0	0,0
35	0,2	83,8	1,4	2,3	0,5	0,2	1,1	0,0	0,7	6,4	0,0	0,2	2,1	1,1	0,0	0,0
45	0,7	57,1	3,7	0,9	0,4	0,0	1,3	0,2	0,0	9,6	14,2	7,2	2,0	2,8	0,0	0,0

PS 1823-6 SL: KOMPONENTENANALYSE DER GROBFRAKTION [% Komp. >63 µm]

Tiefe [cm]	TERRIGENE KOMPONENTEN							AUTHIGENE MINERALE		Radiol.	BIOGENE KOMPONENTEN					
	Gest.frag.	Quarz+Fsp	Glimmer	Amph.+Pyr.	Glas	Erz	Andere	Mn.-Kn.	Glaukonit		Plankt.For.	Benth.kalk.F.	Aggl.For.	Schwammn.	Diatom.	Andere
1	0,0	28,2	5,8	0,5	0,4	0,0	0,7	0,4	0,0	58,4	0,4	0,0	3,0	2,1	0,0	0,2
5	0,0	26,7	8,0	0,2	0,2	0,4	1,2	0,0	0,0	59,4	0,8	0,0	1,4	1,8	0,0	0,0
10	0,2	50,4	8,7	1,1	0,2	0,6	1,9	0,0	0,4	32,1	0,6	0,0	2,1	1,5	0,0	0,0
15	0,4	55,7	5,5	0,9	1,6	0,4	1,6	0,0	0,4	28,2	0,4	0,7	2,0	2,2	0,0	0,0
20	0,0	69,2	6,8	1,1	0,5	0,5	1,1	0,5	0,7	12,9	2,0	2,0	0,9	1,8	0,0	0,0
25	0,0	53,3	7,1	0,9	0,9	0,5	3,5	0,0	0,0	5,0	20,3	5,4	1,9	1,2	0,0	0,0
30	0,2	48,8	5,9	0,7	0,9	0,7	2,2	0,0	0,2	3,3	30,0	5,0	1,3	0,9	0,0	0,0
35	0,0	32,2	3,6	0,0	0,6	0,6	1,7	0,0	0,0	3,8	54,0	2,5	0,2	0,8	0,0	0,0
40	0,0	12,6	3,4	0,2	0,0	1,1	0,9	0,0	0,2	1,8	73,9	4,8	0,5	0,5	0,0	0,0
45	0,0	13,4	4,7	0,0	0,2	0,5	0,9	0,0	0,0	1,3	77,0	1,3	0,0	0,5	0,0	0,2
50	0,4	73,0	5,7	0,2	0,6	0,0	2,0	0,0	0,4	7,6	6,3	1,0	0,0	2,4	0,6	0,0
55	0,2	71,4	6,4	0,0	0,9	0,2	2,7	0,2	0,0	14,6	0,5	0,5	0,5	2,1	0,0	0,0
60	0,0	34,3	7,0	0,0	0,2	0,0	0,7	0,2	0,2	54,7	0,0	0,0	0,5	2,3	0,0	0,0
65	0,0	22,8	3,4	0,0	0,6	0,0	1,6	0,0	0,2	69,2	0,0	0,0	0,6	1,4	0,2	0,0
70	0,0	21,3	3,4	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0	73,2	0,0	0,0	0,2	0,9	0,0	0,0
75	0,0	48,0	3,5	0,4	0,2	0,0	2,2	0,0	0,0	45,1	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0
80	0,2	18,7	6,2	0,5	0,0	0,0	0,7	0,0	0,5	73,1	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
85	0,0	83,8	4,4	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	0,4	9,2	0,0	0,0	0,9	0,4	0,0	0,0
90	0,0	85,7	7,1	0,0	0,2	0,0	1,1	0,0	0,0	5,4	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0
95	0,5	81,6	8,3	0,0	0,0	0,0	2,5	0,0	0,2	4,3	2,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0
100	0,0	87,6	4,4	0,7	0,7	0,0	2,5	0,0	0,2	3,7	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
109	0,2	88,0	3,9	0,6	0,0	0,2	2,6	0,0	0,2	3,2	0,0	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0
116	0,0	67,8	9,1	0,8	0,0	0,4	2,0	0,0	0,6	17,4	0,4	0,0	0,0	1,2	0,2	0,0
124	0,2	81,2	2,8	1,3	0,0	0,2	2,8	0,4	0,2	7,5	0,2	0,0	0,0	2,8	0,4	0,0
134	0,2	82,3	7,5	0,6	0,0	0,2	2,9	0,0	0,0	4,8	0,0	0,0	0,0	1,5	0,0	0,0
144	0,0	70,8	8,2	0,9	0,0	0,2	3,4	0,0	0,2	15,7	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
152	0,0	78,3	2,0	0,9	0,0	0,2	2,9	0,5	0,0	12,3	0,0	0,0	0,2	2,7	0,0	0,0
160	0,0	68,1	9,7	0,7	0,0	0,2	2,6	0,2	0,2	15,7	0,0	0,0	0,2	1,6	0,7	0,0
170	0,2	82,2	7,7	0,5	0,0	0,5	2,2	0,2	0,0	5,5	0,2	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0
180	0,2	84,9	5,6	0,9	0,0	0,2	1,6	0,5	0,2	4,6	0,0	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0
188	0,0	85,9	5,2	0,9	0,0	0,0	0,9	0,4	0,4	4,6	0,0	0,0	0,0	1,5	0,2	0,0
196	0,2	56,4	8,4	1,4	0,0	0,0	1,6	0,2	0,0	29,5	0,2	0,0	0,0	1,4	0,5	0,2
206	0,0	61,5	4,9	0,4	0,0	0,0	1,6	0,0	0,9	30,3	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0

Tiefe [cm]	TERRIGENE KOMPONENTEN							AUTHIGENE MINERALE		Radiol.	BIOGENE KOMPONENTEN					
	Gest.frag.	Quarz+Fsp	Glimmer	Amph.+Pyr.	Glas	Erz	Andere	Mn.-Kn.	Glaukonit		Plankt.For.	Benth.kalk.F.	Aggl.For.	Schwammn.	Diatom.	Andere
214	0,0	22,4	8,9	0,4	0,0	0,0	0,9	0,0	0,4	64,4	0,0	0,0	0,0	2,0	0,4	0,0
223	0,0	67,3	6,4	0,8	0,2	0,0	1,4	0,2	0,2	21,7	0,2	0,0	0,0	1,0	0,6	0,0
233	0,0	66,9	3,5	1,0	0,0	0,0	1,8	0,2	0,0	24,1	0,2	0,0	0,0	0,8	1,5	0,0
243	0,0	71,2	4,0	0,7	0,0	0,0	1,6	0,5	0,5	15,5	0,0	0,0	0,0	1,1	4,9	0,0
248	0,0	53,7	7,2	0,0	0,0	0,0	1,0	1,0	1,0	7,2	0,0	0,0	0,2	0,0	28,8	0,0
255	0,0	69,7	3,4	0,4	0,2	0,0	1,1	0,4	0,9	14,4	0,0	0,0	0,0	0,6	8,8	0,0
263	0,0	8,4	1,9	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,4	86,9	0,0	0,0	0,2	0,8	1,0	0,0
273	0,4	82,1	8,8	0,6	0,0	0,0	0,6	0,0	0,6	5,7	0,0	0,0	0,0	0,8	0,2	0,0
283	0,2	89,2	4,9	0,7	0,5	0,5	1,8	0,0	1,4	0,7	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
293	0,7	89,7	3,0	1,2	0,0	0,0	1,2	0,0	1,2	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
300	0,2	76,3	6,6	0,4	0,2	0,0	0,6	0,0	1,1	13,9	0,0	0,0	0,0	0,2	0,4	0,0
310	0,2	90,0	4,0	1,4	0,0	0,0	0,9	0,5	0,5	2,1	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0
320	0,0	86,7	6,0	0,9	0,0	0,0	1,3	0,2	1,1	2,9	0,0	0,0	0,0	0,7	0,2	0,0
330	0,2	85,8	7,3	0,6	0,2	0,0	0,8	0,8	0,8	0,8	0,0	0,0	0,6	1,7	0,2	0,0
340	0,0	88,4	8,0	0,0	0,0	0,5	0,5	0,2	0,9	0,2	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0
350	0,0	91,3	3,8	1,1	0,2	0,2	1,3	0,0	0,9	0,4	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0
360	0,0	86,2	8,1	1,1	0,4	0,2	1,1	0,2	0,4	0,4	0,0	0,0	0,0	1,7	0,0	0,2
366	0,0	92,8	2,7	1,4	0,0	0,2	0,9	0,5	0,5	0,2	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0
374	0,0	72,0	23,3	0,0	0,0	0,0	0,9	0,5	0,2	1,6	0,0	0,0	0,0	1,3	0,2	0,0
384	0,0	87,7	5,1	1,2	0,0	0,2	2,2	0,0	1,2	1,5	0,0	0,0	0,5	0,5	0,0	0,0
394	0,0	87,0	6,3	0,2	0,0	0,2	0,9	0,7	0,7	2,9	0,0	0,0	0,2	0,0	0,9	0,0
401	0,2	76,8	7,8	0,0	0,0	0,0	0,7	6,1	1,3	5,4	0,4	0,2	0,2	0,9	0,0	0,0
407	0,0	53,6	8,0	0,0	0,0	0,2	0,4	3,3	0,4	29,9	0,9	0,0	0,0	1,5	1,7	0,0
413	0,0	62,9	5,6	0,4	0,0	0,2	0,4	0,9	1,1	15,4	9,3	2,0	0,0	1,5	0,2	0,0
420	0,0	24,7	4,3	0,2	0,0	0,0	0,6	0,6	0,4	1,5	65,7	0,9	0,6	0,2	0,2	0,0
430	0,0	19,1	1,5	0,0	0,2	0,0	0,7	0,2	0,0	0,2	76,5	1,1	0,2	0,2	0,0	0,0
440	0,0	26,1	1,3	0,0	0,0	0,0	0,7	0,2	0,2	0,6	70,0	0,4	0,2	0,4	0,0	0,0
450	0,0	20,1	1,4	0,2	0,0	0,2	0,7	0,2	0,9	0,7	74,4	0,2	0,2	0,5	0,0	0,2
452	0,8	61,9	1,4	1,0	0,4	0,4	1,0	0,0	5,0	0,0	27,2	0,4	0,2	0,0	0,2	0,0
456	1,1	48,4	1,5	1,1	0,0	0,0	1,1	0,0	8,2	0,2	37,3	0,4	0,0	0,2	0,2	0,2
460	3,9	50,2	1,6	2,1	0,0	1,4	1,4	0,0	13,3	0,0	24,8	0,2	0,7	0,2	0,0	0,2
465	0,2	61,7	3,6	0,2	0,0	0,2	0,9	2,1	2,1	1,4	25,1	1,4	0,0	0,5	0,7	0,0
475	0,0	66,3	2,9	0,4	0,2	0,4	0,6	6,4	0,6	0,8	14,3	6,2	0,2	0,4	0,2	0,0
485	0,0	71,1	2,8	0,4	0,0	0,2	0,6	8,7	1,0	1,2	13,1	0,4	0,2	0,0	0,2	0,0
495	0,0	66,1	3,1	0,4	0,0	0,0	0,8	18,5	0,4	0,6	9,9	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
505	0,0	39,9	5,1	0,2	0,2	0,2	1,3	28,3	0,4	0,4	23,6	0,2	0,0	0,2	0,2	0,0
515	0,0	40,5	9,1	0,0	0,0	0,2	1,1	20,7	0,4	0,4	26,1	0,7	0,2	0,4	0,2	0,0
525	0,0	55,7	3,9	0,2	0,0	0,4	0,7	15,1	0,7	0,2	22,5	0,4	0,0	0,2	0,0	0,0
533	0,0	45,0	3,2	0,2	0,0	0,0	0,7	33,7	0,5	1,5	14,3	0,3	0,0	0,7	0,0	0,0
539	0,0	52,8	2,0	0,4	0,0	0,2	1,3	24,0	0,7	1,3	15,7	1,1	0,0	0,4	0,0	0,0
548	0,0	53,2	3,1	0,7	0,0	0,0	1,6	24,9	0,2	1,3	14,4	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0
558	0,0	44,7	7,9	0,2	0,4	0,0	1,5	19,5	1,5	1,5	21,8	0,4	0,0	0,4	0,2	0,0
568	0,0	45,8	4,2	0,0	0,0	0,0	0,6	25,5	0,6	1,3	20,9	0,2	0,2	0,6	0,0	0,0
577	0,0	51,3	4,3	1,0	0,0	0,0	1,2	24,5	1,2	1,4	14,0	0,2	0,0	0,8	0,0	0,0
585	0,0	25,6	1,5	0,2	0,0	0,0	0,2	66,5	0,2	0,6	4,8	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0
589	0,0	28,4	8,9	0,2	0,0	0,0	0,6	54,0	0,2	3,9	0,4	0,0	0,0	1,6	1,9	0,0
597	0,0	45,7	4,9	0,6	0,0	0,0	1,0	44,7	0,4	0,4	1,0	0,2	0,0	0,4	0,6	0,0

PS 1823-6 SL: KOMPONENTENANALYSE DER GROBFRAKTION [% Komp. >63 µm]

(Fortsetzung)

Tiefe [cm]	TERRIGENE KOMPONENTEN							AUTHIGENE MINERALE		Radiol.	BIOGENE KOMPONENTEN					
	Gest.frag.	Quarz+Fsp	Glimmer	Amph.+Pyr.	Glas	Erz	Andere	Mn.-Kn.	Glaukonit		Plankt.For.	Benth.kalk.F.	Aggl.For.	Schwammn.	Diatom.	Andere
607	0,0	20,4	5,0	0,2	0,0	0,4	0,6	66,0	0,0	0,2	6,0	0,0	0,0	0,8	0,2	0,0
617	0,0	29,4	3,3	0,2	0,0	0,0	0,9	63,5	0,2	0,0	1,7	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0
627	0,0	32,5	2,8	0,4	0,0	0,0	0,4	58,5	0,4	0,4	3,4	0,4	0,0	0,8	0,0	0,0
637	0,0	19,2	0,8	0,6	0,0	0,0	0,4	77,9	0,4	0,0	0,2	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
647	0,0	29,2	1,9	0,0	0,0	0,0	0,2	66,2	0,2	0,2	1,1	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0
653	0,0	37,6	7,0	0,4	0,0	0,0	1,0	50,4	0,4	0,5	0,7	0,0	0,2	1,7	0,2	0,0
660	0,0	30,9	7,0	0,4	0,0	0,0	0,4	57,8	0,2	1,0	0,0	0,0	0,0	2,2	0,2	0,0
670	0,4	50,4	2,0	0,5	0,0	0,0	0,9	41,4	0,5	0,9	0,7	0,0	0,4	2,0	0,0	0,0
680	0,0	28,4	3,3	0,2	0,0	0,0	0,2	66,9	0,2	0,4	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0
689	0,0	32,7	2,1	0,0	0,0	0,0	0,4	63,8	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0
697	0,2	33,6	4,6	0,4	0,0	0,0	0,6	58,6	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	1,5	0,0	0,0
707	0,0	26,4	2,0	0,0	0,0	0,0	0,2	69,1	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0	1,4	0,0	0,0
717	0,0	26,2	5,4	0,2	0,0	0,0	0,2	62,4	0,0	0,7	4,3	0,0	0,0	0,5	0,2	0,0
727	0,0	53,0	6,1	0,6	0,0	0,0	1,3	36,5	0,0	0,2	1,5	0,0	0,4	0,4	0,0	0,0
737	0,0	57,1	11,3	0,2	0,2	0,0	0,4	26,9	0,2	2,1	0,4	0,0	0,0	1,2	0,2	0,0
747	0,0	47,0	3,6	0,2	0,0	0,2	0,6	47,0	0,0	0,4	0,8	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0
757	0,0	41,8	10,0	0,4	0,0	0,0	0,2	44,2	0,2	0,2	2,6	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0
767	0,0	41,0	6,1	0,2	0,0	0,0	1,0	49,5	0,0	0,2	1,4	0,0	0,0	0,4	0,2	0,0
773	0,0	30,2	2,4	0,4	0,0	0,2	0,8	62,9	0,2	0,0	2,6	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
783	0,0	47,2	4,8	0,4	0,0	0,0	0,9	45,9	0,2	0,2	0,4	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
793	0,0	42,7	3,5	0,4	0,0	0,0	0,2	51,4	0,8	0,0	0,4	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
803	0,0	16,3	2,7	0,2	0,2	0,0	0,2	75,5	0,0	0,5	4,1	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
813	0,2	36,7	1,6	0,4	0,0	0,0	0,9	59,5	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
822	0,0	34,9	1,5	0,0	0,2	0,0	0,4	60,3	0,4	0,4	1,1	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0
832	0,2	43,6	4,9	0,4	0,2	0,0	0,4	48,6	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,2	0,0
842	0,0	53,3	3,3	0,4	0,2	0,2	0,4	25,6	0,2	15,1	0,0	0,0	0,4	0,7	0,2	0,0
849	0,0	47,6	3,3	0,6	0,0	0,4	1,0	42,4	0,2	3,7	0,2	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0
859	0,0	39,4	3,9	0,4	0,0	0,0	0,7	53,5	0,4	0,9	0,4	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0
869	0,0	40,2	3,7	0,0	0,0	0,0	0,5	53,8	0,0	0,7	0,5	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0
879	0,0	48,1	2,4	0,0	0,0	0,0	1,0	47,9	0,2	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
889	0,0	40,1	2,6	0,4	0,0	0,0	0,8	54,8	0,0	0,2	0,0	0,0	0,4	0,8	0,0	0,0
898	0,0	44,4	6,6	0,6	0,0	0,0	0,4	47,6	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
908	0,0	27,3	2,2	0,2	0,0	0,0	0,4	69,7	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
916	0,2	9,7	1,3	0,0	0,0	0,0	0,2	88,4	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
923	0,0	15,1	3,2	0,2	0,0	0,0	0,5	80,1	0,0	0,5	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
928	0,0	40,6	2,0	0,0	0,0	0,0	0,5	53,7	0,0	1,1	0,0	0,0	0,2	1,8	0,0	0,0
937	0,0	7,3	32,6	0,0	0,0	0,2	0,0	45,1	0,0	6,8	0,0	0,0	0,5	5,9	1,6	0,0
947	0,0	52,8	6,6	0,2	0,0	0,0	0,4	34,4	0,0	2,7	0,0	0,0	0,8	2,1	0,0	0,0
957	0,0	39,3	5,2	0,0	0,0	0,2	0,4	53,5	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,8	0,2	0,0
967	0,0	23,7	5,3	0,0	0,0	0,0	0,2	70,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0
974	0,0	19,6	3,1	0,2	0,0	0,0	0,2	76,2	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
984	0,0	42,4	3,9	0,4	0,2	0,0	0,4	51,8	0,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,0
992	0,2	40,3	2,1	0,2	0,2	0,0	0,2	56,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0
998	0,0	38,6	9,3	0,0	0,0	0,0	0,0	51,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0
1002	0,0	35,5	3,6	1,0	0,0	0,0	0,6	59,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
1012	0,0	64,5	4,2	0,9	0,0	0,0	0,9	28,3	0,2	0,2	0,0	0,0	0,4	0,4	0,0	0,0
1022	0,0	57,6	26,4	0,4	0,2	0,0	0,9	13,2	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,7	0,2	0,0

PS 1823-6 SL: KOMPONENTENANALYSE DER GROBFRAKTION [% Komp. >63 µm]

(Fortsetzung)

Tiefe [cm]	TERRIGENE KOMPONENTEN							AUTHIGENE MINERALE		BIOGENE KOMPONENTEN						
	Gest.frag.	Quarz+Fsp	Glimmer	Amph.+Pyr.	Glas	Erz	Andere	Mn.-Kn.	Glaukonit	Radiol.	Plankt.For.	Benth.kalk.F.	Aggl.For.	Schwammn.	Diatom.	Andere
1032	0,2	70,1	2,6	1,0	0,2	0,0	1,0	23,4	0,4	0,6	0,0	0,0	0,2	0,4	0,0	0,0
1042	0,0	38,8	7,7	0,2	0,0	0,0	0,0	52,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0
1051	0,0	58,4	3,6	0,4	0,0	0,0	0,4	35,5	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	1,4	0,0	0,0
1061	0,0	19,4	26,2	0,0	0,0	0,2	0,4	52,5	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0
1070	0,4	79,9	7,5	0,6	0,4	0,0	1,1	6,5	0,2	2,5	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0
1079	0,0	76,0	6,4	0,4	0,4	0,0	0,6	15,5	0,2	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1090	0,0	81,2	11,6	1,1	0,0	0,0	1,1	3,7	0,7	0,2	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0
1103	0,0	71,7	23,2	0,9	0,0	0,0	0,7	2,4	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0
1113	0,0	73,2	5,1	0,9	0,4	0,2	1,1	18,2	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
1123	0,2	79,2	15,7	0,9	0,2	0,0	0,9	1,7	0,9	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0
1133	0,0	78,5	17,3	0,4	0,4	0,0	0,8	0,2	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0	1,5	0,2	0,0
1142	0,0	69,3	26,2	0,2	0,0	0,0	0,8	1,0	0,2	0,6	0,0	0,0	0,0	1,8	0,0	0,0
1152	0,4	78,3	12,0	0,7	0,0	0,0	0,6	5,3	0,7	0,9	0,2	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0
1162	0,6	81,0	10,4	0,2	0,0	0,0	0,0	3,5	0,0	2,5	0,0	0,0	0,0	1,6	0,2	0,0
1172	0,2	70,5	9,8	0,6	0,0	0,0	0,6	15,4	0,0	0,6	0,0	0,0	0,2	2,2	0,0	0,0
1182	0,0	45,8	16,9	0,0	0,0	0,0	0,2	30,0	0,0	4,8	0,0	0,0	0,0	2,0	0,2	0,0
1190	0,2	72,6	12,5	0,2	0,0	0,0	0,4	7,3	0,0	3,7	0,0	0,0	0,0	3,0	0,0	0,0
1195	0,0	65,4	9,6	0,6	0,0	0,0	0,6	20,4	0,0	2,6	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0
1205	0,0	71,0	13,7	0,2	0,0	0,0	0,4	11,4	0,2	1,0	0,4	0,0	0,0	1,7	0,0	0,0
1215	0,2	68,2	3,6	0,7	0,0	0,0	0,2	25,4	0,7	0,7	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
1225	0,0	74,2	15,0	0,2	0,2	0,5	0,5	6,6	0,4	0,5	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0
1235	0,0	68,0	13,8	0,6	0,0	0,4	1,4	14,6	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
1245	0,7	80,0	13,5	0,7	0,0	0,2	1,1	2,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,2	1,1	0,0	0,0
1255	0,0	75,7	14,2	0,6	0,2	0,0	1,1	6,1	0,4	1,3	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
1265	0,0	77,1	11,4	0,0	0,0	0,2	0,8	9,5	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
1274	0,2	76,0	13,3	0,8	0,0	0,0	0,4	6,8	0,4	0,8	0,0	0,0	0,0	1,4	0,0	0,0
1284	0,0	71,0	19,3	0,2	0,0	0,2	0,4	1,4	0,2	3,6	0,0	0,0	0,2	2,0	1,6	0,0
1294	0,0	75,2	15,3	0,6	0,0	0,0	0,4	7,0	0,2	0,6	0,0	0,0	0,0	0,4	0,2	0,0
1304	0,0	70,8	12,1	0,2	0,0	0,0	0,6	11,7	0,0	1,9	0,2	0,0	0,0	2,3	0,2	0,0
1314	0,2	77,8	8,9	0,4	0,0	0,0	0,4	11,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0
1324	0,0	57,1	2,4	1,4	0,0	0,6	0,6	36,3	0,6	0,4	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
1334	0,2	67,7	4,9	0,4	0,0	0,0	1,2	22,7	0,4	1,6	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0
1344	0,0	63,3	17,4	0,7	0,0	0,0	0,6	13,6	0,4	2,6	0,2	0,0	0,0	1,1	0,2	0,0
1351	0,2	52,1	12,0	0,2	0,0	0,0	0,5	32,7	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,9	0,2	0,0
1361	0,0	60,0	6,4	0,2	0,2	0,0	0,6	30,3	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0
1371	0,2	50,4	17,7	0,2	0,0	0,2	0,2	26,4	0,5	2,9	0,0	0,2	0,0	1,1	0,2	0,0
1381	0,2	52,7	13,6	0,3	0,0	0,0	0,3	20,7	0,0	7,9	1,9	0,0	0,0	1,0	1,2	0,2
1392	0,0	68,9	7,7	0,6	0,0	0,0	1,3	7,3	0,2	2,1	8,6	0,2	0,0	2,9	0,2	0,0

A.4 TAFELN

TAFEL 1

Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen verschiedener Komponenten der Sandfraktion des Schwerelot-Kernes PS1823-6.

Fig. 1: Entmischter Titanomagnetit aus 842 cm Kerntiefe. Innerhalb des Magnetit-Wirtskristalls sind Entmischungslamellen von Ilmenit parallel zu den Oktaederflächen {111} eingelagert.

Fig. 2: Glaukonit-Korn mit charakteristischer, rissiger Oberflächenstruktur aus 460 cm Kerntiefe.

Fig. 3: Großes vulkanisches Glasfragment ("shard") (?) mit basaltischer Zusammensetzung aus 485 cm Kerntiefe.

Fig. 4: *Cyclammina pusilla*, eine für den unteren Kontinentalhang und die Tiefsee -Ebene charakteristische agglutinierende Foraminiferenart aus 1 cm Kerntiefe.

Fig. 5: *Neogloboquadrina pachyderma*, sinistral, "4-kammeriger" Morphotyp aus 450 cm Kerntiefe.

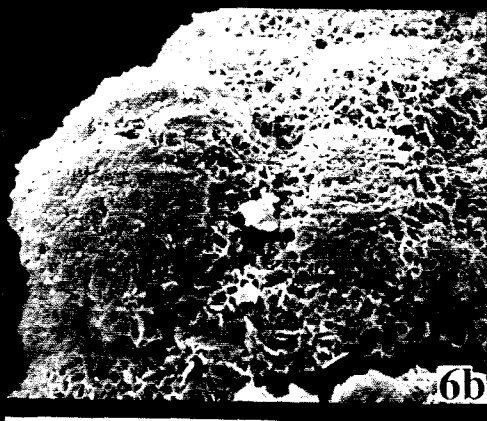
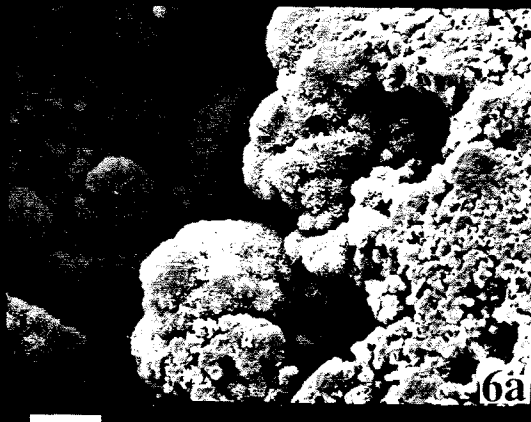
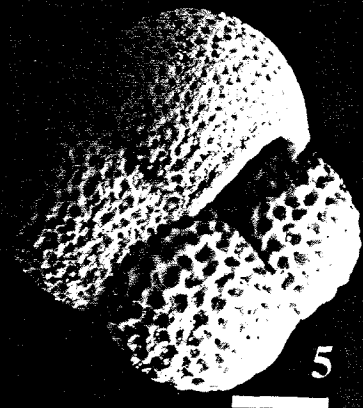
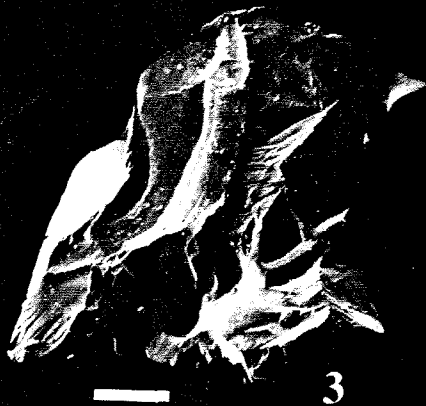
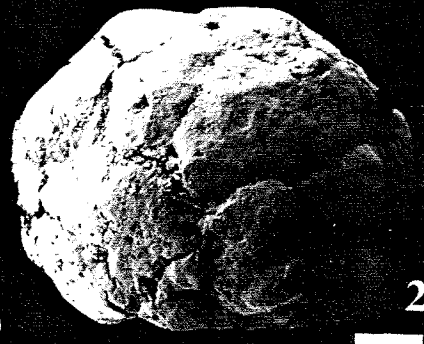
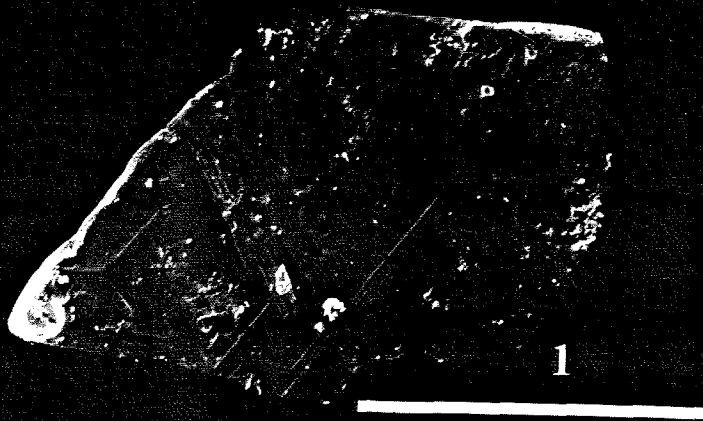
Fig. 6 a,b: Brauner, subkristalliner Todorokit in einer Mikromanganknolle aus 783 cm Kerntiefe.

Fig. 7 a,b: Schwarzer, kristalliner Todorokit in einer Mikromanganknolle aus 916 cm Kerntiefe.

Maßstab: Fig. 1 - 5 und 7 a = 0,1 mm

Fig. 6 a,b und 7 b = 10 µm

TAFEL 1



TAFEL 2

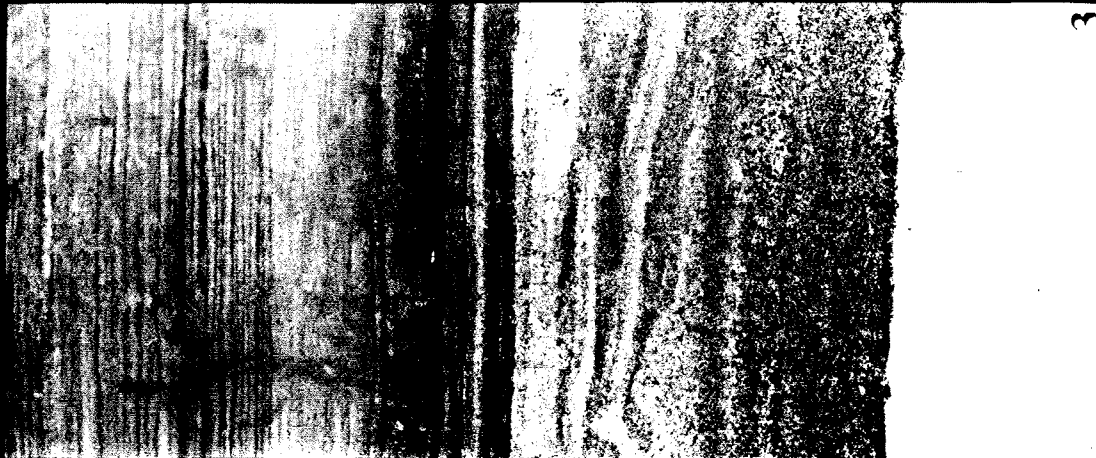
Kontaktabzüge von Radiographien des Schwerelot-Kernes PS1823-6.

Fig. 1: Normal-Fazies: Feinkörnige hemipelagische Sedimente ("muds"). Erkennbar ist das stark bioturbate Gefüge mit *Planulites*- und *Chondrites*-Bauten sowie das Fehlen von Komponenten der Kiesfraktion. 357-378 cm Kerntiefe.

Fig. 2: Normal-Fazies mit horizontalisiert auftretenden Mikromanganknollen (Todorokit) innerhalb von *Chondrites*-Bauten. 961-982 cm Kerntiefe.

Fig. 3: Grobklastischer Basisbereich einer proximalen Turbidit-Abfolge (BOUMA-Sequenz). Beachtenswert ist die scharfe erosive Untergrenze, die Gradierung von Sedimentpartikeln ("fining upwards") und die feine Parallelschichtung. 444-465 cm Kerntiefe.

Fig. 4: Feinklastische Normal-Fazies mit eingeschalteter laminierter distaler Turbidit-Lage. Die Störung entstand durch den Kernnahme-Vorgang. 583-597 cm Kerntiefe.



5 cm



TAFEL 2

